
بسم الله الرحمن الرحيم

دانشکده علوم زمین
گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

رساله دکتری جهت اخذ درجه دکتری

عنوان
پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی شترکوه

نگارش
سکینه شکاری

استاد راهنما
دکتر محمود صادقیان

استاد مشاور
دکتر حبیب الله قاسمی

تیر ۹۷

فرم شماره ۱۲: صورت جلسه نهایی دفاع از رساله دکتری (Ph.D)

(ویژه دانشجویان ورودی های ۹۴ و ما قبل)

بدینوسیله گواهی می شود خانم **سکینه شکاری** دانشجوی دکتری رشته **زمین شناسی- پترولوژی** به شماره دانشجویی **۹۱۲۷۰۲۵** ورودی بهمن ماه سال ۱۳۹۱ در تاریخ **۹۷/۴/۲۴** از رساله **نظری**☐ / **عملی**■ خود با عنوان : **پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی شترکوه**

دفاع و با اخذ نمره ..... به درجه : ..... نائل گردید.

الف) درجه عالی: نمره ۲۰-۱۹ ☐	ب) درجه بسیار خوب: نمره ۱۸/۹۹ – ۱۷☐
ج) درجه خوب: نمره۱۶/۹۹– ۱۵☐	د) غیر قابل قبول و نیاز به دفاع مجدد دارد☐
ه) رساله نیاز به اصلاحات دارد☐	

ردیف	هیئت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱	دکتر محمود صادقیان	استاد راهنما	دانشیار	
۲	دکتر حبیب اله قاسمی	مشاور	استاد	
۳	دکتر قاسم قربانی	استاد مدعو خارجی	دانشیار	
۴	دکتر مهدی رضایی کهخایی	استاد مدعو داخلی	استادیار	
۵	دکتر مریم شیبی	استاد مدعو داخلی	استادیار	
۶	دکتر مسعود علیپور اصل	سرپرست (نماینده) تحصیلات تکمیلی دانشکده	استادیار	

مدیر محترم تحصیلات تکمیلی دانشگاه:

ضمن تأیید مراتب فوق مقرر فرمائید اقدامات لازم در خصوص انجام مراحل دانش آموختگی خانم سکینه شکاری بعمل آید.

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده : دکتر پرویز امیدی

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:

تقدیم به **پدر** و **مادر** مهربانم

و **همسر** عزیزم

که مرا در رسیدن به آرزوها و اهدافم

یاری کرده‌اند...

تقدیر و تشکر

سپاس و ستایش مر خدای را جل و علاء که آثار قدرت او بر چهره روز روشن، تابان است و انوار حکمت او در دل شب تار، درخشان. آفریدگاری که درهای علم را بر ما گشود و عمری و فرصتی عطا فرمود تا بدان، بنده ضعیف، خویش را در طریق علم و معرفت بیازماید. اکنون که به لطف پروردگار، نگارش این رساله به سرانجام رسیده بر خود لازم میدانم از تمامی بزرگواران و عزیزانی که در این راه مرا یاری نمودند، قدردانی نمایم. از استاد ارجمندم جناب آقای دکتر محمود صادقیان که همواره با راهنمایی‌های ارزنده شان مرا یاری فرمودند، کمال قدردانی را دارم. از جناب آقای دکتر حبیب‌اله قاسمی بخاطر راهنمایی‌های ارزشمندشان در طول مدت تحصیل و همچنین مشاوره رساله بی‌نهایت سپاسگزارم.

از ریاست محترم دانشکده علوم زمین دکتر پرویز امیدی، مدیرگروه محترم جناب آقای دکتر جعفری و اساتید محترم دانشکده علوم، دکتر مریم شیبی، دکتر رمضان رمضانی اومالی، دکتر غلامحسین کرمی، دکتر مهدی رضایی، مهندس میرباقری، مهندس خانعلیزاده، مهندس محمدیان و سرکار خانم‌ها مهندس زهره فارسی و مهندس سودابه سعیدی تشکر می‌نمایم. از دکتر قاسم قربانی که در مطالعات آزمایشگاهی و پژوهشی همواره از کمک‌های ایشان بهره‌مند گردیدم، کمال تشکر و سپاسگزاری را دارم.

در پایان از خانواده‌ام بخصوص همسر و فرزندانم و همچنین کلیه دانشجویان دکترای پترولوژی و دوستان عزیز که همواره در تمامی مراحل یاریم کردند کمال تشکر را دارم. در نهایت همیشه قدردان زحمات دوستانم می‌باشم.

به امید آنکه توفیق یابم جز خدمت به خلق خداوند نکوشم.

تعهدنامه

اینجانب **سکینه شکاری** دانشجوی دوره دکتری رشته زمین‌شناسی گرایش **پترولوژی** دانشکده **علوم زمین** دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه **پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی شترکوه** تحت راهنمائی **دکتر محمود صادقیان** متعهد می شوم:

تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.

در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.

مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.

کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید .

حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.

در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.

در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

تاریخ ۱۳۹۷/۴/۲۴

امضای دانشجو



مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه های رایانه ای ، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده

مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه در ۸۰ کیلومتری جنوب‌شرق شاهرود، در حاشیه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. این مجموعه شامل طیف ترکیبی متنوعی از متاپلیت (فیلیت، میکاشیست و پاراگنیس)، متابازیت (آمفیبولیت و گارنت‌آمفیبولیت)، متاسندستون (متاپسامیت)، متاگری‌وک و متاکربنات (مرمرآهکی و مرمردولومیتی) است. سنگ‌های مادر متابازیت‌ها، توده‌های آذرین نفوذی کوچک مقیاس پریدوتیتی، الیوین‌گابرویی، گابرویی و دیوریتی؛ روانه‌های بازالتی زیردریایی و آتشفشانی – تخریبی‌های وابسته و دسته دایک‌های دیابازی می‌باشند. شدت دگرگونی در بالاترین درجه در متاپلیت‌ها به میگماتیت‌زایی و تشکیل آپلیت‌های گرانیتی و در متابازیت‌ها، به تشکیل تونالیت و پلاژیوگرانیت منجر شده است. لوکوگرانیت‌های آناتکسی به صورت بسته‌ها و رگه‌های پگماتیتی، دایک‌ها، آپوفیزها و توده‌های کوچک مقیاس در مجموعه دگرگونی نفوذ کرده‌اند. مجموعه شترکوه توسط واحدهای رسوبی اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک پوشیده شده است. مجموعه دگرگونی – آذرین شترکوه و واحدهای سنگی ژوراسیک زیرین توسط دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی قطع شده‌اند.

مطالعات دما - فشارسنجی صورت گرفته بر روی متاپلیت‌ها، متابازیت‌ها و الیوین گابروها به ترتیب بیانگر تشکیل آنها در محدوده دمایی ۴۵۰ تا ۷۶۰، ۶۱۸ تا ۶۲۶ و ۱۳۵۸ تا ۱۰۰۸ درجه سانتیگراد و فشار ۶ تا ۱۳، ۹ تا ۱۱ و ۶ تا ۱۰ کیلوبار می‌باشد که بیانگر شرایط دما و فشار رخساره‌های آمفیبولیت و آمفیبولیت بالایی است. سنگ‌های با درجه دگرگونی در حد رخساره شیست‌سبز، دارای رخنمون بسیار محدودی هستند.

سن‌سنجی‌های انجام شده به روش Pb/U بر روی زیرکن‌های گنیس‌ها، متابازیت‌ها و متاریولیت‌های مجموعه شترکوه، به ترتیب میانگین سنی ۵۲۶ تا ۵۴۳، ۵۴۵ تا ۵۷۱ و۵۴۳ میلیون سال را برای این سنگ‌ها نشان می‌دهد. نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ نمونه‌های مجموعه شترکوه برای لوکوگرانیت‌ها (۰/۷۱۸۲۴۳)، گنیس‌ها (۰/۷۰۹۰۱۸) و متابازیت‌ها (۰/۷۰۶۰۳۶ تا ۰/۷۱۲۰۲۰) و مقادیر $\varepsilon_{Nd}(550)$ برای لوکوگرانیت‌ها (۶/۹۶-)، گنیس‌ها (۳/۹۴-) و متابازیت‌ها (۲/۸۷- تا ۴/۲۵) نشان‌دهنده منشاء پوسته‌ای برای لوکوگرانیت‌ها و گنیس‌ها و منبع گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای برای متابازیت‌ها می‌باشد.

با توجه به بررسی مجموع شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، رژیم کششی حاکم بر حوضه‌های رسوبی اواخر نئوپروتروزوئیک، به تشکیل حوضه‌های دریایی - اقیانوسی کم وسعتی منجر شده است. توالی‌های رسوبی اولیه (سنگ‌های والد مجموعه دگرگونی شترکوه) در طی یک رژیم تکتونیکی کششی (پشت کمانی تا کافتی درون قاره‌ای) تشکیل شده‌اند. این حوضه‌های رسوبی، در یک بازه‌زمانی کوتاه و در طی یک فرایند جمع‌شدگی سریع، بسته شده‌اند، دگرگون‌شده‌اند و به صورت آمیزه‌های زمین‌ساختی یا منشورهای به‌هم افزوده در آمده‌اند. با توجه به دامنه سنی فرایندهای دگرگونی و ماگمایی صورت گرفته، این فرایندها بخشی از کوهزایی کادومین به حساب می‌آیند.

واژه‌های کلیدی: متاپلیت، دما و فشارسنجی، رژیم کششی، کادومین، ایران مرکزی، شترکوه، شاهرود.

مقالات مستخرج از پایان نامه:

الف: مقالات ISI و علمی- پژوهشی

۱- شکاری، س.، صادقیان، م.، مینگو، ج.، قاسمی، ح.، یی، ز.، (۱۳۹۶) "شیمی کانی و پتروژنز متابازیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه (جنوب‌خاور شاهرود) شاهدی بر تکوین حوضه‌های کافتی نئوپروتروزوئیک پایانی". فصلنامه علوم زمین، سال بیست و هفتم، شماره ۱۰۵، ص ۱۸۲ - ۱۶۷.

۲-- شکاری، س.، صادقیان، م.، قاسمی، ح.، مینگو، ج.، (۱۳۹۷) "شیمی کانی و پتروژنز متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه (جنوب‌شرق شاهرود)". مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران. سال بیست و ششم، شماره ۱، صفحات ۱۷۹-۱۹۴.

۳- شکاری، س.، صادقیان، م.، قاسمی، ح.، مینگو، ج.، (پذیرش شده) "شیمی کانی و دما- فشارسنجی دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی قطع کننده مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه (جنوب شرق شاهرود)"، فصلنامه بلورشناسی و کانی شناسی

ب: مقالات کنفرانسی

۱- سکینه شکاری ، محمود صادقیان ، جای مینگو ، حبیب‌الله قاسمی" اولین گزارش سن سنجی از گابرودیوریت‌های مجموعه دگرگونی– آذرین شترکوه (جنوب شرق شاهرود)"، بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران. ۶ و ۷ بهمن ماه ۱۳۹۵. دانشگاه صنعتی شاهرود.

۲- سکینه شکاری ، محمود صادقیان ، جای مینگو ، حبیب‌الله قاسمی" شواهد میگماتیت‌زایی در مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه (جنوب شرق شاهرود)"، بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران. ۶ و ۷ بهمن ماه ۱۳۹۵. دانشگاه صنعتی شاهرود.

فهرست مطالب

فصل اول کلیات

۱-۱- مقدمه ۱
۱-۲- موقعیت جغرافیایی ۳
۱-۳- راه‌های ارتباطی آب ۳
۱-۴- آب و هوا و پوشش گیاهی منطقه شترکوه ۴
۱-۵- ژئومورفولوژی منطقه ۴
۱-۶- موقعیت زمین‌شناسی منطقه ۴
۱-۷- مطالعات پیشین ۷
۱-۸- اهداف مطالعه ۱۷
۱-۹- روش مطالعه ۱۹
۱-۹-۱- مطالعات کتابخانه‌ای ۱۹
۱-۹-۲- مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری ۱۹
۱-۹-۳- مطالعات آزمایشگاهی ۲۰
۱-۹-۳-۱- مطالعات پتروگرافی ۲۰
۱-۹-۳-۲- آنالیز شیمیایی سنگ کل ۲۰
۱-۹-۳-۳- آنالیز شیمیایی نقطه‌ای از کانی‌ها ۲۰
۱-۹-۳-۴- ژئوشیمی ایزوتوپی ۲۱
۱-۱۰- پردازش داده‌ها ۲۲
۱-۱۱- نتیجه‌گیری، نگارش مقاله و تدوین رساله ۲۲

فصل دوم زمین شناسی صحرایی

۲-۱- مقدمه ۲۳
۲-۲- زمین‌شناسی عمومی ۲۵
۲-۳- زمین شناسی سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پایانی ۲۷
۲-۳-۱- متاپلیت‌ها ۲۸
۲-۳-۲- متابازیت‌ها ۳۵
۲-۳-۲-۱- روانه‌های بازالتی ۳۶
۲-۳-۲-۲- دسته دایک‌های دیابازی ۳۸
۲-۳-۲-۳- توده‌های گابرودیوریتی دگرگون شده (پریدوتیت، الیوین‌گابرو، گابرو و دیوریت) ۳۹
۲-۳-۳- متاریولیت ۴۳
۲-۳-۴- متاسندستون‌ها (متاپسامیت و متاگری‌وک‌ها) ۴۴
۲-۳-۵- متاکربنات‌ها ۴۵
۲-۳-۶- میگماتیت‌ها ۴۸
۲-۳-۶-۱- میگماتیت‌زایی در متاپلیت‌ها ۴۹
۲-۳-۶-۲- میگماتیت‌زایی در متابازیت‌ها ۵۱
۲-۳-۷- آپلیت‌ها، پگماتیت‌ها و گرانیت‌ها ۵۳
۲-۳-۸- تونالیت‌ها ۵۵
۲-۴- گدازه‌های بازالتی و سنگ‌های آتشفشانی- تخریبی اواخر تریاس تا ژوراسیک میانی ۵۶

۲-۴- ۱- گدازه‌های بازالتی و سنگ‌های آتشفشانی -تخریبی ۵۷
۲-۴-۲- دایک‌های دیابازی ژوراسیک ۵۹
۲-۵- واحد رسوبی ژوراسیک ۶۲
۲-۶- پادگانه‌های آبرفتی کواترنر ۶۴
۲-۷- نتیجه‌گیری ۶۵

فصل سوم پتروگرافی

۳-۱- مقدمه ۶۷
۳-۲- متاپلیت‌ها ۶۷
۳-۲-۱- فیلیت‌ها، میکاشیست‌ها و گارنت میکاشیست‌ها ۶۸
۳-۲-۲- گنیس‌ها ۷۰
۳-۳- تحوّلات سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی بارز متاپلیت‌ها ۸۱
۳-۴- آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها ۸۶
۳- ۵- متابازیت‌ها ۸۸
۳-۵-۱- توده‌های آذرین بازیک دگرگون شده ۸۸
۳-۵- ۱-۱- پریدوتیت‌ها ۸۸
۳-۵-۱- ۲- الیوین‌گابروها ۸۹
۳-۵- ۱-۳- گابرو ۹۵
۳-۵- ۱-۴- دیوریت ۹۶
۳-۵-۲- آمفیبولیت‌ها ۹۹
۳-۶- برخی تحوّلات کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی صورت گرفته در متابازیت‌ها ۱۰۴
۳-۷- میگماتیت‌ها ۱۰۹
۳- ۸- تونالیت‌ها ۱۱۲
۳-۹- متاپسامیت‌ها ۱۱۲
۳-۱۰- متاریولیت ۱۱۴
۳-۱۱- متاکربنات‌ها (مرمرهای آهکی و دولومیتی) ۱۱۵
۳-۱۲- واحدهای رسوبی ژوراسیک ۱۱۶
۳-۱۳- دایک‌ها و روانه‌های بازالتی ژوراسیک ۱۱۶
۳-۱۴- نتیجه‌گیری ۱۱۹

فصل چهارم شواهد دگرریختی

۴-۱- مقدمه ۱۲۲
۴-۲- روش مطالعه ۱۲۴
۴-۳- چین‌خوردگی‌های بزرگ مقیاس ۱۲۵
۴-۴- برگوارگی و خطوارگی ۱۲۷
۴-۵- فابریک‌های ریزساختاری ۱۳۲
الف- دگریختی کوارتز ۱۳۵
ب- دگرشکلی فلدسپارها ۱۳۷
ج- ریزساخت‌های دلتا و سیگما ۱۴۲

د- دگرشکلی میکاها ۱۴۳
ه- دگرشکلی گارنت ۱۴۵
۴-۶- سطوح C/S ۱۴۷
۴-۷- چین خوردگی‌های میکروسکپی ۱۴۹
۴-۸- زمین شناسی ساختاری و تکتونیک کلی منطقه ۱۵۰
۴-۹- نتیجه‌گیری ۱۵۴

فصل پنجم شیمی کانی‌ها و دما-فشارسنجی

۵-۱- مقدمه ۱۵۶
۵-۲- روش آنالیز ۱۵۷
۵-۳- شیمی کانی سنگهای دگرگونی نئوپروتروزوئیک پایانی ۱۶۰
۵-۳- ۱- متاپلیت‌ها ۱۶۰
الف- بیوتیت ۱۶۰
ب- گارنت ۱۶۱
ج- فلدسپار ۱۶۵
د- مسکوویت ۱۶۷
ه- تورمالین ۱۶۷
و- آمفیبول ۱۷۰
ز- اسفن، زیرکن و آپاتیت ۱۷۰
۵-۳-۲- دما- فشارسنجی ۱۷۰
الف- دماسنج تبادلی گارنت- بیوتیت ۱۷۰
ب- دما- فشارسنجی گارنت- بیوتیت- پلاژیوکلاز- کوارتز ۱۷۱
ج- دماسنجی بر اساس مقدار Ti موجود در بیوتیت ۱۷۲
د- دما- فشارسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز ۱۷۳
۵-۴- آپلیت‌ها ۱۷۷
۵-۴-۱- شیمی کانی‌ها ۱۷۷
الف- گارنت ۱۷۷
ب- پلاژیوکلاز ۱۷۸
ج- میکا ۱۷۹
د- تورمالین ۱۸۰
۵-۵- مسیر دگرگونی متاپلیت‌ها ۱۸۱
۵-۶- متابازیت‌ها ۱۸۵
۵-۶-۱- توده‌های نفوذی بازیک کوچک مقیاس ۱۸۵
۵-۶-۱-۱- شیمی کانی‌ها ۱۸۵
الف- الیوین ۱۸۵
ب- پیروکسن ۱۸۷
ج- پلاژیوکلاز ۱۸۸
د- فلوگوپیت ۱۸۸

و- کانی‌های سازنده حاشیه سیمپلکتیتی ۱۸۸
۵-۶-۱-۲- دما- فشارسنجی ۱۸۹
الف- دما- فشارسنجی در الیوین گابروها ۱۸۹
ب- دما- فشارسنجی حاشیه سیمپلکتیت ۱۹۳
۵-۶- ۲- آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت ۱۹۳
۵-۶-۲-۱- شیمی کانی‌ها ۱۹۳
الف- آمفیبول ۱۹۴
ب- گارنت ۱۹۵
ج- پلاژیوکلاز ۱۹۶
۵-۶-۲-۲- دما- فشارسنجی ۱۹۶
۵-۶- ۳- دیوریت ۲۰۴
۵-۶-۳-۱- شیمی کانی‌ها ۲۰۴
الف- آمفیبول ۲۰۴
ب- پلاژیوکلاز ۲۰۴
ج- بیوتیت ۲۰۴
۵-۶-۳-۲- دما- فشارسنجی در دیوریت‌ها ۲۰۵
۵-۷- دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی ۲۰۷
۵-۷-۱- شیمی کانی‌ها ۲۰۸
الف- پیروکسن ۲۰۸
ب- پلاژیوکلاز ۲۰۹
ج- بیوتیت ۲۰۹
د- تیتانومگنتیت ۲۰۹
۵-۷-۲- دما- فشارسنجی ۲۱۰
۵-۷-۲-۱- پیروکسن ۲۱۰
۵-۷-۲-۲- پلاژیوکلاز ۲۱۴
۵-۷-۳- بررسی ماهیت ماگما ۲۱۵
۵-۸- نتیجه‌گیری ۲۱۷

فصل ششم ژئوشیمی ایزوتوپی و ژئوکرونولوژی

۶-۱- مقدمه ۲۲۱
۶-۲- نتایج سن‌سنجی‌های ایزوتوپی به روش U-Pb ۲۲۴
۶-۲-۱- میکاشیست‌ها ۲۲۵
۶-۲- ۲- گنیس‌ها ۲۲۸
۶-۲-۳- گرانیت‌ها ۲۳۰
۶-۲-۴- الیوین گابروها ۲۳۲
۶-۲-۵- آمفیبولیت‌ها ۲۳۴
۶-۲-۶- متاریولیت‌ها ۲۳۷
۶-۲-۷- متاسندستون‌ها ۲۳۸
۶-۳- اندازه‌گیری ایزوتوپ Hf زیرکن ۲۴۲

۶-۳-۱- میکاشیست‌ها ۲۴۳
۶-۳- ۲- گنیس‌ها ۲۴۳
۶-۳-۳- گرانیت‌ها ۲۴۴
۶-۳-۴- گابروها ۲۴۴
۶-۳-۵- آمفیبولیت‌ها ۲۴۵
۶-۳-۶- متاریولیت‌ها ۲۴۵
۶-۳-۷- متاسندستون‌ها ۲۴۵
۶-۴- بررسی تغییرات فراوانی عناصر خاکی نادر ۲۴۶
۶-۵- آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd ۲۵۲
۶-۶- نتیجه‌گیری ۲۵۵

فصل هفتم ژئوشیمی سنگ کل

۷-۱- مقدمه ۲۵۷
۷-۲- ژئوشیمی متاپلیت‌ها ۲۵۹
۷-۲-۱- تعیین سنگ مادر متاپلیت‌ها ۲۵۹
۷-۲-۲- نمودارهای بهنجار شده و عنکبوتی سنگ‌های متاپلیتی ۲۶۴
۷-۳- ژئوشیمی متابازیت‌ها ۲۶۷
۷-۳-۱- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده متابازیت‌ها ۲۷۳
۷-۴- نتیجه‌گیری ۲۷۵

فصل هشتم پتروژنز و تحولات ژئودینامیکی

۸-۱- مقدمه ۲۷۷
۸-۲- تعیین جایگاه زمین ساختی سنگ‌های متاپلیتی ۲۷۷
۸-۳- تعیین جایگاه زمین ساختی متابازیت‌های مجموعه شاهرود ۲۸۴
۸-۳-۱- الیوین گابروها ۲۸۴
۸-۳-۲- آمفیبولیت‌ها ۲۸۶
۸-۴- مدل ژئودینامیکی تشکیل سنگهای نئوپروتروزوئیک پایانی مجموعه شترکوه ۲۸۸
۸-۵- دایک‌های ژوراسیک میانی ۳۰۰
۸-۶- نتیجه‌گیری ۳۰۴

نتیجه گیری و پیشنهادات

الف- نتیجه گیری ۳۰۸
ب- پیشنهادات ۳۱۸
پیوست ۳۲۰
منابع ۳۶۳

فهرست اشکال

فصل اول

شکل ۱-۱- نقشه پهنه‌های ساختاری ایران و موقعیت سرزمین‌های دگرگونی- آذرین ۲
شکل ۱-۲- موقعیت مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه (جنوب شرق شاهرود) بر روی نقشه ایران ۳
شکل ۱-۳- نقشه پهنه‌های ساختاری ایران و موقعیت مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه ۵
شکل ۱-۴- تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده پراکندگی مجموعه‌های دگرگونی– آذرین نئوپروتروزوئیک پایانی ۶

فصل دوم

شکل ۲-۱- نقشه زون‌های ساختاری ایران ۲۶
شکل ۲-۲- تصویری از رخنمون صحرایی فیلیت‌ها ۲۹
شکل ۲-۳- تصاویر صحرایی از تشکیل گارنت در میکاشیست‌ها ۳۰
شکل ۲-۴- تصاویری از حضور تورمالین ۳۱
شکل ۲-۵- رخنمونی از گنیس‌های مجموعه شترکوه ۳۲
شکل ۲-۶- پورفیروبلاست (پورفیروکلاست) درشت فلدسپار آلکالن از نوع ارتوز در گنیس ۳۳
شکل ۲-۷- دورنمایی از معدن سلیس در بخش غربی مجموعه شترکوه ۳۴
شکل ۲-۸- تصویری از اپیدوت‌زایی در امتداد درز و شکستگی‌های ایجاد شده در گنیس‌ها ۳۵
شکل ۲-۹- مدل نمادین برای نشان دادن نحوه تشکیل و جایگیری سنگ‌های بازیک ۳۶
شکل ۲-۱۰- وجود نوار پهنی از روانه‌های بازالتی دگرگون شده در کنار متاکربنات‌ها ۳۷
شکل ۲-۱۱ تصاویری از رخنمون سنگ‌های متابازیتی در مجموعه شترکوه ۳۹
شکل ۲-۱۲- تصویر ماهواره‌ای مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه همراه با موقعیت برخی ۴۰
شکل ۲-۱۳- رخنمونی از یک توده نفوذی کوچک مقیاس الیوین‌گابرویی ۴۲
شکل ۲-۱۴– رخنمون صحرایی متاریولیت‌ها همراه با متاکربنات‌ها ۴۴
شکل ۲-۱۵– لایه متاسندستونی در واحد متاپلیتی ۴۵
شکل ۲- ۱۶- تصویر ماهواره‌ای بخش شمال شرقی مجموعه دگرگونی شترکوه ۴۶
شکل ۲- ۱۷- تصویر صحرایی نشاندهنده آهک‌های نازک لایه و متورق ۴۸
شکل ۲-۱۸- توسعه نوارهای تیره و روشن (مزوسوم و لوکوسم) ۵۱
شکل ۲-۱۹- حضور گسترده گارنت‌های دیرگداز در بخش‌های لوکوسمی ۵۳
شکل ۲-۲۰- نمایی از نوارهای باریک غنی از فلدسپار آلکالن و کوارتز در گنیس‌های چشمی ۵۴
شکل ۲-۲۱- رگه پگماتیتی شکل گرفته در بین گنیس‌ها ۵۵
شکل ۲-۲۲- تصاویری از رخنمون‌های کوچک مقیاس و در عین حال بارز و زیبای تونالیت‌ها ۵۶
شکل ۲-۲۳- دورنمایی از مجموعه شترکوه و موقعیت بخشی از واحدهای اواخر تریاس تا ژوراسیک ۵۷
شکل ۲-۲۴- رخنمونی از گدازه‌های بازالتی اواخر تریاس – ژوراسیک زیرین تا میانی ۵۸
شکل ۲-۲۵- تصاویری از دایک‌های دیابازی قطع کننده گنیس‌های مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه ۶۱
شکل ۲-۲۶- نمایی از واحدهای ژوراسیک در غرب مجموعه دگرگونی شترکوه ۶۳
شکل ۲-۲۷- نمایی از آبرفت‌های عهد حاضر (تراس‌های آبرفتی) پوشاننده مجموعه شترکوه ۶۴

فصل سوم

شکل ۳-۱- تصویر میکروسکپی نشان‌دهنده اسلیت با لامینه‌های متاسیلتستونی ۶۹
شکل ۳-۲- بافت پورفیروبلاستی ناشی از وجود پورفیروبلاست ارتوز در گنیس‌ها ۷۱
شکل ۳-۳- تصاویر میکروسکپی نشاندهنده وجود گارنت‌های دارای ادخال ۷۲
شکل ۳-۴- پورفیروکلاست‌های میلونیتی شده چشمی‌شکل پتاسیم فلدسپار (ارتوز). ۷۳
شکل ۳-۵- تصاویری از میرمکیت‌های کرمی شکل در اطراف بلورهای ارتوز ۷۵
شکل ۳-۶- تصویر میکروسکپی مجموعه بیوتیت، گارنت، پلاژیوکلاز، مسکوویت و کوارتز در گنیس‌ها ۷۶
شکل ۳-۷- تصاویر میکروسکپی بیانگر الف و ب) حضور تورمالین‌های شکل‌دار ۷۷

شکل ۳-۸- ادخال‌های زیرکن در فلدسپارهای گنیس‌های مجموعه دگرگونی شترکوه ۷۸
شکل ۳-۹- تصویری از حضور اپیدوت به همراه بیوتیت در گنیس‌ها ۷۸
شکل ۳-۱۰- بلور تقریباً شکل‌دار آلانیت با منطقه‌بندی ترکیبی بارز در سنگ‌های گنیسی ۷۹
شکل ۳-۱۱- تصویری از بلورهای اسفن اولیه در گنیس‌ها ۸۰
شکل ۳-۱۲- ادخال‌های ریز آپاتیت‌های در درون ارتوز و پلاژیوکلاز ۸۰
شکل ۳-۱۳- سریسیتی شدن ارتوز و تبدیل ادخال‌های بیوتیتی آن به کلریت ۸۱
شکل ۳-۱۴- تصاویر میکروسکپی نشان‌دهنده بافت دانه‌ای ریز در آپلیت‌های میلونیتی ۸۷
شکل ۳-۱۵- تصاویر میکروسکپی نشان‌دهنده کانی‌های سازنده پریدوتیت‌های مجموعه شترکوه ۸۹
شکل ۳-۱۶- تصاویر میکروسکپی نشان‌دهنده کانی‌های سازنده الیوین‌گابروهای مجموعه شترکوه ۹۰
شکل ۳-۱۷- تصاویر میکروسکپی نشان‌دهنده بافت زیبای کرونا ۹۳
شکل ۳-۱۸- تصاویری از حضور فلوگوپیت در الیوین‌گابروهای جنوب شترکوه ۹۴
شکل ۳-۱۹- دگرسانی الیوین و تبدیل آن به سرپانتین در الیوین‌گابروها ۹۴
شکل ۳-۲۰- تصاویر میکروسکپی نشان‌دهنده حضور کلینوپیروکسن (اوژیت) و پلاژیوکلاز در گابروها ۹۵
شکل ۳-۲۱- تصاویر میکروسکپی نشان‌دهنده ویژگی‌های بارز دیوریت‌ها ۹۸
شکل ۳-۲۲- بافت نماتوبلاستی ناشی از حضور هورنبلندهای سبز ۱۰۰
شکل ۳-۲۳- بافت پورفیروبلاستی ناشی از حضور پورفیروبلاست‌های گارنت در گارنت آمفیبولیت ۱۰۱
شکل ۳-۲۴- بافت نماتوبلاستی و بیوتیت‌زایی در آمفیبولیت‌های شترکوه ۱۰۲
شکل ۳-۲۵- اپیدوت‌های جانشین شده به جای چشم‌های پلاژیوکلازی یا گارنتی در آمفیبولیت‌های شترکوه ۱۰۳
شکل ۳-۲۶- نمودار ACF نشاندهنده روابط فازی شاخص سنگ‌های متابازیتی ۱۰۵
شکل ۳-۲۷- نمودارهای ACF ترسیم شده برای مجموعه‌های شاخص رخساره آمفیبولیت ۱۰۹
شکل ۳-۲۸- تصاویر میکروسکپی نشان‌دهنده تفکیک بین بخش‌های تیره و روشن در گنیس‌ها ۱۱۱
شکل ۳-۲۹- تصاویری از حضور کوارتز، پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز در تونالیت‌ها ۱۱۲
شکل ۳-۳۰- تصویر میکروسکپی نشاندهنده کانی‌های سازنده متاسندستون‌ها ۱۱۳
شکل ۳-۳۱- تصاویر میکروسکپی از متاریولیت‌های مجموعه شترکوه ۱۱۴
شکل ۳-۳۲- تصاویر میکروسکپی مرمرهای مجموعه دگرگونی شترکوه ۱۱۵
شکل ۳-۳۳- تصویر میکروسکپی نشان‌دهنده الف) شیل و ب) ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده ژوراسیک ۱۱۶
شکل ۳-۳۴- تصاویر میکروسکپی نشان‌دهنده حضور بلورهای‌کلینوپیروکسن (Cpx)، پلاژیوکلاز (Plg) ۱۱۸

فصل چهارم

شکل ۴-۱- تصویر بیانگر روش تهیه یک نمونه دستی و مقطع میکروسکپی جهت‌دار ۱۲۵
شکل ۴-۲- نمایی از چین‌خوردگی بزرگ مقیاس متاپلیت‌ها واقع در بخش غربی معدن میکای ملحه ۱۲۶
شکل ۴-۳- الگوی کلی توزیع برگواره‌ها و خطواره‌های اندازه‌گیری شده بر روی مجموعه شترکوه ۱۳۰
شکل ۴-۴- نقشه زمین‌شناسی مجموعه شترکوه و الگوی کلی توزیع برگواره‌ها و خطواره‌ها ۱۳۱
شکل ۴-۵- نمودار نمادین نشان‌دهنده هندسه یک پهنه میلونیتی و عبارات استفاده شده برای توصیف آن ۱۳۴
شکل ۴-۶- سه نوع اصلی تبلور دوباره دینامیک در یک مجموعه یا اجتماع چندبلوری (پلی کریستالین) ۱۳۵
شکل۴-۷- دانه‌ریز شدن یا ساب‌گرین‌شدن شدید کوارتز. عدسی‌های غنی از کوارتز در گنیس میلونیتی شده ۱۳۶
شکل ۴-۸- پورفیروکلاست‌های پوششی یا ساختار هسته و گوشته ۱۳۹
شکل ۴-۹- پتاسیم فلدسپار ارتوکلاز که به میکروکلین تبدیل شده است ۱۴۰

شکل ۴-۱۰- پورفیروکلاست نوع دومینو ۱۴۱
شکل ۴-۱۱- پورفیروکلاست پتاسیم فلدسپار قطعه قطعه شده نوع دومینو ۱۴۱
شکل ۴- ۱۲- ساخت سیگمایی ایده‌آل. به بال‌های تشکیل شده از فلدسپار تبلور مجدد یافته توجه کنید ۱۴۲
شکل ۴-۱۳- ساختارهای دلتا و سیگمای تشکیل شده در سنگهای متاپلیتی ۱۴۲
شکل ۴-۱۴- برگوارگی ماهی شکل ایده‌آل تشکیل شده از بلورهای میکا که توسط زمینه کوارتزیتی ۱۴۳
شکل ۴-۱۵- اولترامیلونیت درجه پایین مشتق‌شده از پاراگنیس ۱۴۴
شکل ۴-۱۶- تصاویر میکروسکپی نشاندهنده پورفیروبلاست (پورفیروکلاست) گارنت نوع دومینو ۱۴۶
شکل ۴-۱۷- حالت ایده‌آل فابریک C/S یا ساختار (ساخت) C/S ۱۴۸
شکل ۴-۱۸- فابریک S-C در سنگ‌های گنیسی. زاویه بین سطوح S و C حدود ۴۵ درجه می‌باشد ۱۴۸
شکل ۴-۱۹- تصاویری از شدت و ضعف دگریختی در سنگ‌های الیوین‌گابرویی دگرگون شده ۱۴۹
شکل ۴-۲۰- تصویر میکروسکپی از چین‌خوردگی متقارن در گنیس مجموعه شترکوه ۱۵۰
شکل ۴-۲۱- نقشه گسل‌های ورقه ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود ۱۵۱
شکل ۴-۲۲- نقشه زمین‌شناسی مجموعه‌های دگرگونی- آذرین جنوب شرق شاهرود ۱۵۳
شکل ۴-۲۳- نقشه گسل‌های مجموعه شترکوه بر روی تصویر ماهواره‌ای منطقه ۱۵۳
شکل ۴-۲۴- مقطع عرضی از یک مجموعه هسته دگرگونی ۱۵۴

فصل پنجم

شکل ۵-۱- دستگاه ریزپردازنده از نوع JXA-8100 ..... ۱۵۸
شکل ۵-۲- تصاویر Backscattered کانی‌های آنالیز شده ۱۶۱
شکل ۵-۳- نمودارهای تعیین ترکیب بیوتیت‌ها و گارنت‌ها ۱۶۲
شکل ۵-۴- نمودارهای ترکیبی تغییرات پورفیروبلاست‌های گارنت ۱۶۴
شکل ۵-۵- موقعیت ترکیبی فلدسپارهای متعلق به نمونه‌های گنیسی مجموعه شترکوه ۱۶۵
شکل ۵-۶- موقعیت مسکوویت بر روی نمودارNa, Ca, K ۱۶۷
شکل ۵-۷- ترسیم تصویر میکروسکپی تورمالین آنالیز شده موجود در گنیس‌های تورمالین‌دار ۱۶۸
شکل ۵-۸- نمودار رده‌بندی آمفیبول‌های موجود در گنیس‌ها بر اساس روش(1997) Leake et al ۱۶۹
شکل ۵-۹- نمودار Ti در مقابل Mg # (Henry et al., 2005) جهت تخمین دمای تشکیل بیوتیت‌ها ۱۷۲
شکل ۵-۱۰- نمودار سه‌تایی مجموع اعضاء نهایی Prp-(Alm-Sps)-Grs و Sps -(Alm- Prp)-Grs ۱۷۹
شکل ۵-۱۱- موقعیت مسکوویت‌های آنالیز شده بر روی نمودارNa, Ca, K ۱۸۰
شکل ۵-۱۲- موقعیت ترکیبی تورمالین‌ها بر روی نمودار Na/(Na + Ca) در مقابل (Fe/(Fe + Mg ۱۸۱
شکل ۵-۱۳- نمودار P-T دگرگونی و محدوده‌های دما- فشار تعیین شده برای نمونه‌ها ۱۸۴
شکل ۵-۱۴- نمودار F% در مقابل ΔAl (Marakushev & Tararin, 1965) ۱۸۵
شکل ۵-۱۵- تصویر میکروسکپی و Backscattered کانی‌های تجزیه شده در یک نمونه الیوین گابرویی ۱۸۶
شکل ۵-۱۶- ترسیم وضعیت ترکیبی الیوین بر روی نمودار $Mg/(Fe^{2+}+Mg)$ در برابر$Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ ۱۸۷
شکل ۵-۱۷- رده‌بندی پیروکسن‌ها در نمودار Q-J؛ نمایش موقعیت ترکیبی پیروکسن‌ها ۱۸۷
شکل ۵-۱۸- موقعیت ترکیبی پلاژیوکلازهای آنالیز شده متعلق به نمونه‌های دیوریتی و الیوین گابرویی ۱۸۸
شکل ۵-۱۹- موقعیت آمفیبول‌های موجود در حاشیه سمپلکتیتی کانی الیوین ۱۸۹
شکل ۵-۲۰- نمودارهای حاصل از نتاج ترموبارومتری به روش Soesoo (1997) ۱۹۱
شکل ۵-۲۱- موقعیت پیروکسن‌های مورد بررسی بر روی نمودار ترسیمی دمای تبلور پیروکسن‌ها ۱۹۲

شکل ۵-۲۲- نمودار نشان دهنده سری‌های ماگمایی بر اساس ترکیب کلینوپیروکسن..... ۱۹۲
شکل ۵-۲۳- موقعیت آمفیبول‌های موجود در آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی شترکوه..... ۱۹۴
شکل ۵-۲۴- نیمرخ‌های تغییرات ترکیبی در یکی از پورفیروبلاست‌های گارنت متعلق به گارنت آمفیبولیت‌ها..... ۱۹۶
شکل ۵-۲۵- نمودار سه‌تایی مجموع اعضاء نهایی Pry-(Alm-Sps)-Grs..... ۱۹۶
شکل ۵-۲۶- نمودار Al_{total} در مقابل X_{Fe*} آمفیبول (Schmidt, 1992) ۱۹۹
شکل ۵-۲۷- موقعیت آمفیبول‌های موجود در دیوریت‌های مجموعه دگرگونی شترکوه ۲۰۴
شکل ۵-۲۸- نمودار Na_2O+K_2O در برابر TiO_2 جهت تفکیک رخساره آمفیبولیت و گرانولیت..... ۲۰۵
شکل ۵-۲۹- تصویر Backscattered از کانی‌های موجود در دایک دیابازی..... ۲۰۸
شکل ۵-۳۰- موقعیت ترکیبی پلاژیوکلازهای آنالیز شده بر روی نمودار سه‌تایی طبقه‌بندی فلدسپارها ۲۱۰
شکل ۵-۳۱- نمودار تعیین دما و فشار کلینوپیروکسن‌های با استفاده از روش (Soesoo, 1997)..... ۲۱۲
شکل ۵-۳۲- تعیین دمای تشکیل پیروکسن‌های مورد مطالعه با استفاده از ترمومتر تک پیروکسن..... ۲۱۳
شکل ۵-۳۳- نمودار #Mg در برابر Cr_2O_3 برای کلینوپیروکسن‌ها (Elthon, 1987)..... ۲۱۴
شکل ۵-۳۴- تعیین ماهیت پیروکسن‌های مورد مطالعه بر روی نمودار دوتایی Al در برابر Ti + Cr + Na..... ۲۱۶
شکل ۵-۳۵- موقعیت کلینوپیروکسن‌های موجود در دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی مجموعه شترکوه..... ۲۱۷

فصل ششم

شکل ۶-۱- شکل نمادین نشان‌دهنده بخش‌های مختلف دستگاه LA-ICPMS..... ۲۲۲
شکل ۶-۲- موقعیت جغرافیایی نمونه‌های تعیین سن شده بر روی نقشه زمین‌شناسی مجموعه شترکوه..... ۲۲۵
شکل ۶-۳- تصاویر میکروسکپی زیرکن‌های جدا شده از نمونه میکاشیستی در نور عبوری ۲۲۶
شکل ۶-۴- نمودارهای سازگاری و چگالی احتمال (Probabibility density) برای نمونه میکاشیستی ۲۲۷
شکل ۶-۵- تصاویر میکروسکپی از زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های گنیسی..... ۲۲۹
شکل ۶-۶- نمودارهای سازگاری و میانگین سنی ترسیم شده بر اساس داده‌های حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی..... ۲۳۰
شکل ۶-۷- تصاویر میکروسکپی نشان دهنده زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های گرانیتی..... ۲۳۱
شکل ۶-۸- نمودارهای سازگاری و میانگین سنی ترسیم بر اساس داده‌های حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی ۲۳۲
شکل ۶-۹- تصاویر میکروسکپی از زیرکن‌های جدا شده از نمونه الیوین گابرویی..... ۲۳۳
شکل ۶-۱۰ نمودارهای سازگاری و میانگین سنی ترسیم شده بر اساس داده‌های حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی..... ۲۳۴
شکل ۶-۱۱ تصاویر میکروسکپی زیرکن‌های جدا شده از نمونه آمفیبولیتی ۲۳۵
شکل ۶-۱۲- نمودارهای سازگاری و میانگین سنی ترسیم شده بر اساس داده‌های حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی..... ۲۳۶
شکل ۶-۱۳- تصاویر میکروسکپی زیرکن‌های جدا شده از نمونه متاریولیتی در نور عبوری ۲۳۸
شکل ۶-۱۴- نمودارهای سازگاری و میانگین سنی ترسیم شده بر اساس داده‌های حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی..... ۲۳۸
شکل ۶-۱۵- تصاویر میکروسکپی زیرکن‌های جدا شده از متاسندستون‌ها..... ۲۳۹
شکل ۶-۱۶- نمودارهای سازگاری و میانگین سنی ترسیم شده بر اساس داده‌های حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی..... ۲۳۹
شکل ۶-۱۷ نمودارهای سن زیرکن‌های سنگ‌های پالئوزوئیک شمال ایران در برابر حوادث تکتونو- ماگمایی ۲۴۱
شکل ۶-۱۸- نمودارهای $\varepsilon Hf_{(t)}$ در مقابل سن‌های مبتنی بر سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی زیرکن..... ۲۴۲
شکل ۶-۱۹- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به REE کندریت (Nakamura, 1974) برای زیرکن‌ها..... ۲۴۸
شکل ۶-۲۰- نمودار نسبت Th/U برای زیرکن‌های نمونه‌های میکاشیستی، گنیسی و گرانیتی..... ۲۵۱
شکل ۶-۲۱- نمودارهای Hf و Y در برابر U/Yb (El-Bialy et al., 2015; Grimes et al. 2007) برای متاپلیت‌ها.... ۲۵۲
شکل ۶-۲۲- موقعیت ترکیبی نمونه‌های الف) متاپلیتی و ب) متابازیتی مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه و مناطق

همجوار، بر روی نمودار ε_{Nd} در برابر $^{87}Sr/^{86}Sr$ ۲۵۳

فصل هفتم

شکل ۷-۱- نمودار مولار ($Na_2O+ K_2O+ FeO_t+ MgO+ TiO_2$) در مقابل مولار $(Na_2O+K_2O)/(FeO_t+MgO+TiO_2)$ ۲۶۰
شکل ۷-۲- نمودارACF برای نشان دادن محدوده ترکیب شیمیایی غالب سنگ‌های دگرگونی ۲۶۲
شکل ۷-۳- مقایسه مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های متاپلیتی مورد مطالعه با میانگین شیل‌های استاندارد۲۶۳
شکل ۷-۴- نمودار بهنجار شده نسبت به مقادیر REE کندریت (Nakamura, 1974) ۲۶۴
شکل ۷-۵- نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) ۲۶۵
شکل ۷-۶- نمودار A/CNK-SiO_2 (Chappel and White, 1974) ۲۶۶
شکل ۷-۷- طبقه‌بندی گابرودیوریت‌های مجموعه شترکوه ۲۶۹
شکل ۷-۸- نمودار TiO_2 در مقابل MnO (Misra, 1971) ۲۷۰
شکل ۷-۹- نمودار تغییرات نسبت Zr/Ti در مقابل Nb/Y (Pearce, 1996) ۲۷۰
شکل ۷-۱۰- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل عدد منیزیم (Mg #) برای متابازیت‌ها ۲۷۲
شکل ۷-۱۱- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل عدد منیزیم (Mg #) برای متابازیت‌ها ۲۷۳
شکل ۷-۱۲- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به OIB (Sun & McDonough, 1989) ۲۷۴

فصل هشتم

شکل ۸-۱- نمودار تغییرات Rb/Ba در مقابل Rb/Sr (Sylvester, 1998) جهت تعیین سنگ والد ۲۷۸
شکل ۸-۲- نمودار تمایزی K_2O/Na_2O در برابر SiO_2 (Roser & Korsch, 1986) ۲۷۹
شکل ۸-۳- نمودار CaO در مقابل FeO_t (Hsieh et al, 2008) برای متاپلیت‌ها ۲۸۱
شکل ۸-۴- نقشه موقعیت تکتونیکی سپرهای عربی– نوبی (Arabian – Nubian) ۲۸۳
شکل ۸-۵- نمودارهای تفکیکی شیمی سنگ کل سنگ‌های گابرودیوریتی مجموعه شترکوه ۲۸۶
شکل ۸-۶- نمودار MgO، CaO و FeO از Walker et al., (1990) ۲۸۷
شکل ۸-۷- موقعیت ترکیبی نمونه‌های متابازیتی مورد مطالعه بر روی نمودار Na_2O/K_2O در مقابل SiO_2 ..... ۲۸۸
شکل ۸-۸- مدل برخورد قاره‌ای مورّب (از نوع ترافشارشی) ۲۹۲
شکل ۸-۹- انواع مدل‌های تشکیل سنگ‌های رسوبی، آذرین و دگرگونی (Fritz et al., 2013) ۲۹۳
شکل ۸-۱۰- تصویری از موقعیت سرزمین‌های افریقایی – عربی اواخر نئوپروتروزوئیک ۲۹۴
شکل ۸-۱۱- جغرافیای‌دیرینه حاشیه فعّال کادومین – آوالونین و عمده سرزمین‌های پری‌گندوانایی ۲۹۷
شکل ۸-۱۲- الگوی نمادین نزدیک به واقعیت تشکیل حوضه‌های کششی درون قاره‌ای ۲۹۸
شکل ۸-۱۳- تکامل تکتونیکی سرزمین‌های کادومین در ایران (و شمال گندوانا) ۳۰۰
شکل ۸-۱۴- مدل ژئودینامیک نمادین برای نشان دادن تحولات زمین ساختی بخش‌های شمالی ۳۰۴

فهرست جداول

فصل سوم

جدول۳-۱- علامت اختصاری مربوط به کانی‌ها (Kretz, 1994) ۶۷

فصل پنجم

جدول ۵-۱- مشخصات و مختصات جغرافیایی نمونه‌های مورد مطالعه جهت آنالیز شیمی..... ۱۵۹
جدول ۵-۳- نتایج دماسنجی تبادل کاتیونی زوج بیوتیت- گارنت در گارنت میکاشیست‌ها..... ۱۷۵
جدول۵-۴- نتایج دما فشارسنجی به روش GBPQ (Wu, et al, 2004) برای نمونه‌های گارنت میکاشیستی..... ۱۷۶
جدول ۵-۵- خلاصه نتایج دما – فشار سنجی به روش هورنبلند- پلاژیوکلاز ۱۷۶
جدول ۵-۶- نتایج فشارسنجی به روش هورنبلند نمونه گنیسی..... ۱۷۷
جدول ۵-۱۰- نتایج حاصل از دماسنج Ol-liquid برای الیوین گابروها (Putirka, 2008)..... ۱۹۰
جدول ۵-۱۱- نتایج حاصل از دما-فشارسنجی با استفاده از روش Clinopyroxene-liquid..... ۱۹۰
جدول ۵-۱۲- نتایج حاصل از دما-فشارسنجی با استفاده از کلینوپیروکسن..... ۱۹۰
جدول ۵-۱۳- دما فشارسنجی زوج آمفیبول- پلاژیوکلاز و مقدار Ti موجود در آمفیبول حاشیه سیمپلکتیت..... ۱۹۳
جدول ۵-۱۵ نتایج دماسنجی زوج گارنت- آمفیبول..... ۲۰۱
جدول ۵-۱۶- دما فشارسنجی زوج آمفیبول - پلاژیوکلاز و مقدار Ti موجود در آمفیبول..... ۲۰۱
جدول ۵-۱۷- نتایج دما فشارسنجی به روش ((Kohn and Spear (1990) (P90T00) Grt-Hb-Pl-Q PT..... ۲۰۲
جدول ۵-۱۸- نتایج دماسنجی زوج آمفیبول- پلاژیوکلاز و تعیین نوع آمفیبول‌ها به روش Leake (1978)..... ۲۰۳
جدول ۵-۲۰- نتایج دما فشارسنجی زوج آمفیبول (هورنبلند سبز) – پلاژیوکلاز و مقدار Ti..... ۲۰۶
جدول ۵-۲۲- نتایج ژئوترمومتری محاسبه شده از روش ترموبارومتری کلینوپیروکسن..... ۲۱۱
جدول ۵-۲۳- نتایج ژئوترمومتری کلینوپیروکسن‌های دایک‌های ژوراسیک به روش Kretz,1994..... ۲۱۳
جدول ۵-۲۴- نتایج حاصل از دماسنجی کلینوپیروکسن‌ها به روش Nimis & Taylor, 2000..... ۲۱۴
جدول ۵-۲۵- نتایج حاصل از دمافشارسنجی پلاژیوکلازها به روش Putirka (2008)..... ۲۱۵

فصل ششم

جدول ۶-۱- لیست نمونه‌های انتخاب شده جهت مطالعات ایزوتوپی..... ۲۲۴
جدول ۶-۵- فراوانی برخی از عناصر فرعی و نسبت Th/Pb زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های گنیسی..... ۲۴۹
جدول ۶-۶ - نتایج ایزوتوپی Rb/Sr و Sm/Nd برای نمونه‌های سنگی..... ۲۵۳

فصل هفتم

جدول ۷-۱- مشخصات کلی نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت آنالیز شیمی سنگ کل و مختصات جغرافیایی..... ۲۵۷
جدول ۷-۲- - نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل متاپلیت‌ها (گنیس‌ها و میکاشیست‌ها)..... ۲۵۸
جدول ۷-۳- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل متابازیت‌ها..... ۲۶۷

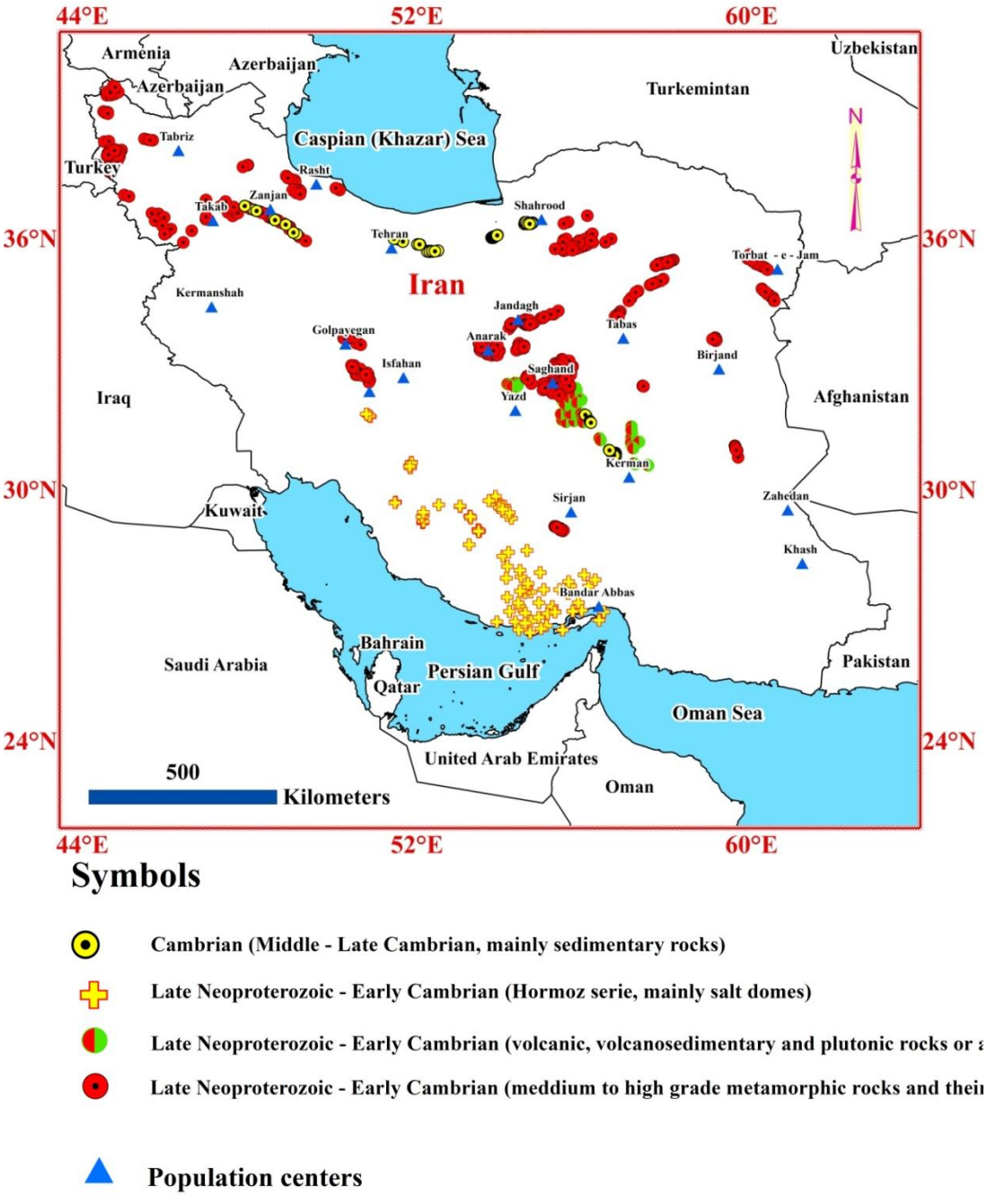
فصل اول

کلیّات

۱-۱- مقدمه

مطالعه سرزمین‌های قدیمی و پی‌سنگی ایران از اهمیّت بسزایی برخوردار است، زیرا طیفی متنوع و پیچیده‌ای از سنگ‌های آذرین، دگرگونی و کانسارهای فلزی و غیر فلزی را شامل می‌شوند و از دیدگاه پترولوژی سنگ‌های آذرین و دگرگونی، از جذّابیت خاصی برخوردار هستند. سرزمین‌های پی‌سنگی و گندوانایی به سن نئوپروتروزوئیک پایانی- اوایل کامبرین، در پهنه‌های ساختاری مختلف ایران به ویژه پهنه ایران مرکزی به صورت پراکنده رخنمون دارند (شکل ۱-۱). پژوهش‌های صورت گرفته در مورد سنگ‌های آذرین و دگرگونی نئوپروتروزوئیک پایانی جنوب و جنوب‌شرق شاهرود (ملک‌پورعلمداری، ۱۳۸۴؛ قاسمی و آسیابانها، ۱۳۸۵؛ Hassanzadeh et al., 2008؛ Rahmati Ilchkhi et al., 2008, 2010, 2011؛ عزیزی، ۱۳۹۱؛ همتی، ۱۳۹۲؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۹۲؛ اصغرزاده و همکاران، ۱۳۹۲؛ حسینی و همکاران، ۱۳۹۲؛ ابتهاج، ۱۳۹۳؛ بلاغی، ۱۳۹۳؛ دادپور، ۱۳۹۳؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۹۳؛ Balaghi et al., 2014 ؛ Shafaii Moghadam et al., 2015, 2016a,b, 2017a؛ Hosseini et al., 2015؛ خبره ۱۳۹۶؛ Malekpour Alamdarie et al., 2017) نشان می‌دهد که تنوع فرایندهای درگیر در تشکیل سنگ‌های مورد نظر بسیار بیشتر از آن حدّی است که قبلاً تصور می‌شد. از سوی دیگر، هر منطقه یا هر مجموعه، شبیه بخشی از یک پازل بزرگ است که ویژگی‌های زمین‌شناسی منحصر به‌فردی دارد. برای نمونه مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه با داشتن حجم قابل توجهی از سنگ‌های متابازیت که دگرگونی آنها تا حد تشکیل گارنت آمفیبولیت و حتی میگماتیت‌های بازیک پیش‌رفته است، در نوع خود بی‌نظیر می‌باشد (شکاری و همکاران، ۱۳۹۶). مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه یکی از این سرزمین‌های پی‌سنگی است که با روند تقریباً شرقی- غربی در مناطق شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی (جنوب‌شرق شاهرود) رخنمون دارد. با وجود انجام مطالعات ارزشمندی که بر روی سنگ‌های دگرگونی منطقه شترکوه صورت گرفته است (Alavi & Hushmandzadeh, 1976؛ هوشمندزاده و همکاران ۱۳۵۷؛ رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲؛ Hassanzadeh et al., 2008؛ Rahmati Ilchkhi et al., 2008, 2011؛ Shafaii Moghadam et al., 2015؛ Malekpour Alamdarie et al.,

2017) ولی باید گفت که هنوز ناشناخته‌های زیادی درباره سازوکارهای تشکیل و تحولات بعدی این سنگ‌ها باقی‌مانده است. دما- فشارسنجی، شناخت منشاء و جایگاه زمین‌ساختی و همچنین سن‌سنجی واحدهای سنگی دگرگون‌شده مجموعه شترکوه، می‌تواند در بازسازی تحولات صورت گرفته در سرزمین‌های گندوانایی نئوپروتروزوئیک پایانی و تاریخچه زمین‌شناسی ایران مفید و حائز اهمیت باشد. این رساله نیز در راستای دسترسی به اهداف ذکر شده، تعریف و انجام شده است.



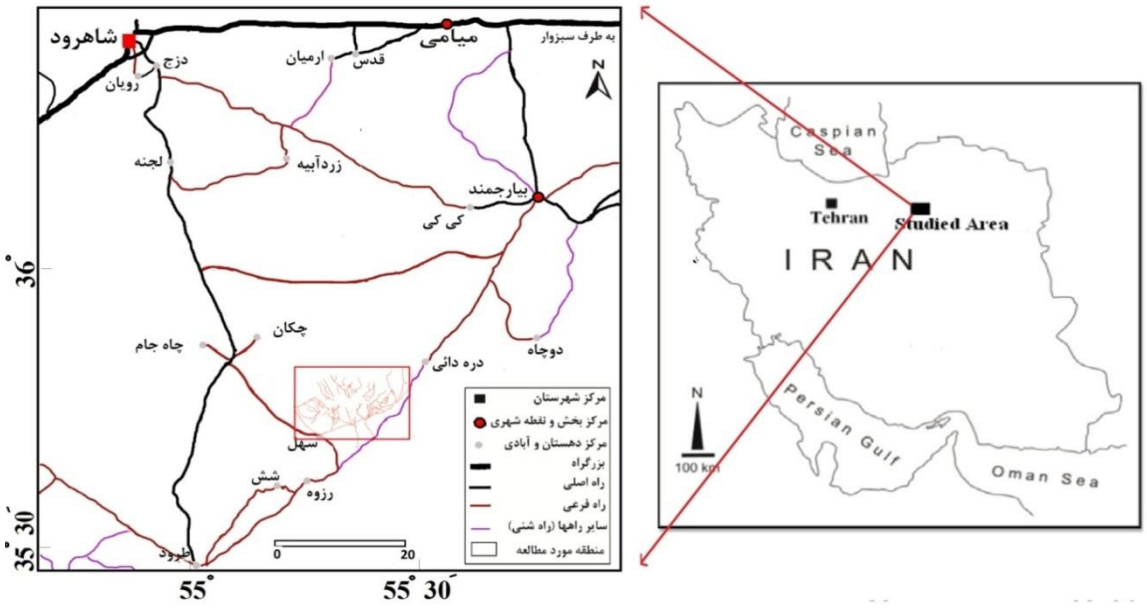
شکل ۱-۱- نقشه پراکندگی موقعیت سرزمین‌های دگرگونی- آذرین نئوپروتروزوئیک پایانی- کامبرین در ایران.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی

مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه در ۸۰ کیلومتری جنوب شرق شاهرود یا در ۴۰ کیلومتری شمال شرق طرود و در استان سمنان واقع شده است و با روندی تقریباً شرقی- غربی در شمال شرق بلوک کویر بزرگ و در شمال گسل طرود رخنمون دارد. این منطقه در محدوده بین طول‌های جغرافیایی '۵۵°۱۰ تا '۵۵°۳۲ و عرض‌های جغرافیایی '۳۴°۴۰ تا '۳۵°۴۷ واقع شده است و بخشی از نقشه‌های زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰: ۱ طرود و ۱۰۰۰۰۰ : ۱ رزوه را به خود اختصاص می‌دهد.

۱-۳- راه‌های ارتباطی

دسترسی به منطقه مورد مطالعه از راه‌های ارتباطی شاهرود- طرود- سهل و شاهرود- میامی- بیارجمند- دوچاه امکان‌پذیر است. راه‌های دسترسی به این منطقه در شکل ۱-۲ نشان داده شده‌اند. نزدیکترین مسیر دسترسی به این منطقه، راه ارتباطی شاهرود- طرود- سهل می‌باشد که بازدیدهای صحرایی مرتبط با این رساله عمدتاً از این طریق انجام شده است. به دلیل نبود سکنه دائمی پیرامون مجموعه شترکوه و عدم وجود راه‌های ارتباطی، راه‌های دسترسی به رخنمون‌های سنگی اکثراً سخت‌گذر بوده و غالباً از طریق آبراهه‌ها امکان‌پذیر است.



شکل ۱-۲- الف) موقعیت مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه (جنوب شرق شاهرود) بر روی نقشه ایران و ب) نقشه راه‌های ارتباطی این منطقه.

۱-۴-آب و هوا و پوشش گیاهی منطقه شترکوه

مجموعه شترکوه در شمال کویر بزرگ ایران واقع شده است و از آب و هوای کویری گرم و خشک برخوردار است. میزان رطوبت هوا در این ناحیه بسیار پایین می‌باشد، به همین علت این منطقه تابستان‌هایی بسیار گرم و خشک، با آفتابی سوزان و زمستان‌هایی بسیار سرد و خشک دارد. اکثر بارش‌ها به صورت باران و در فصل‌های زمستان و بهار صورت می‌گیرد. بارندگی کم و گرمی هوا باعث شده که منطقه پوشش گیاهی ضعیفی داشته باشد. این شرایط سبب شده است که زمین‌های قابل کشت و زرع اندک بوده و شرایط برای زندگی مهیا نباشد، بطوریکه در منطقه مورد مطالعه آبادی یا روستای دارای سکنه دائمی وجود ندارد. پوشش گیاهی شامل بوته‌ها و درختچه‌های گز، تاق و گون می‌باشند. نزدیک‌ترین روستا به این مجموعه روستای سهل است که ساکنان فصلی آن اکثراً به کشاورزی و دامداری مشغول هستند (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲).

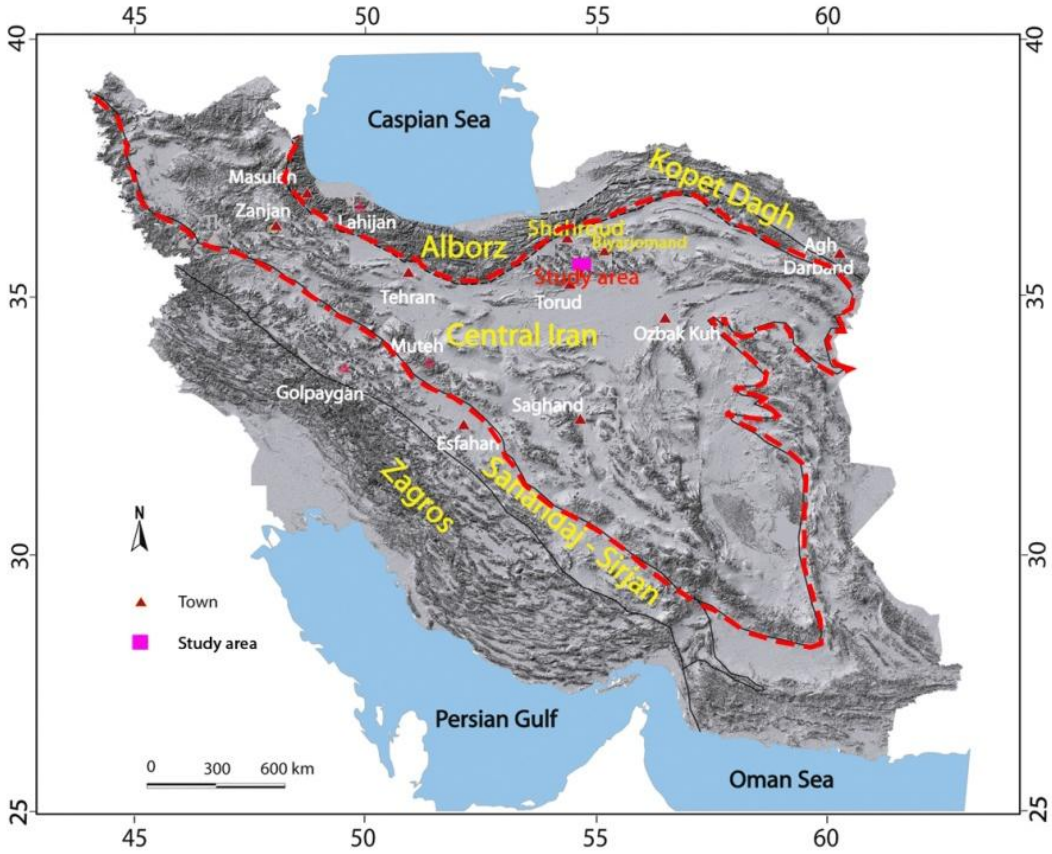
۱-۵- ژئومورفولوژی منطقه

دو گسل جمیل و گرگابی منطقه شترکوه را به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم کرده‌اند. بخش شمالی دارای ژئومورفولوژی مرتفع و سخت‌گذر می‌باشد و پیمایش در این بخش مستلزم پیاده‌روی طولانی است. از نظر توپوگرافی، بلندترین نقطه بخش شمالی، دارای ۲۲۸۱ متر ارتفاع می‌باشد. بخش جنوبی منطقه که در بین دو گسل جمیل و گرگابی واقع شده است، بسیار خردشده و فروافتاده می‌باشد و توسط رسوبات مخروط افکنه‌ای و آبراهه‌ای جوان پوشیده شده است. این منطقه دارای مورفولوژی پست و تقریباً هموار است، اختلاف ارتفاع این بخش نسبت به بخش شمالی بسیار زیاد است.

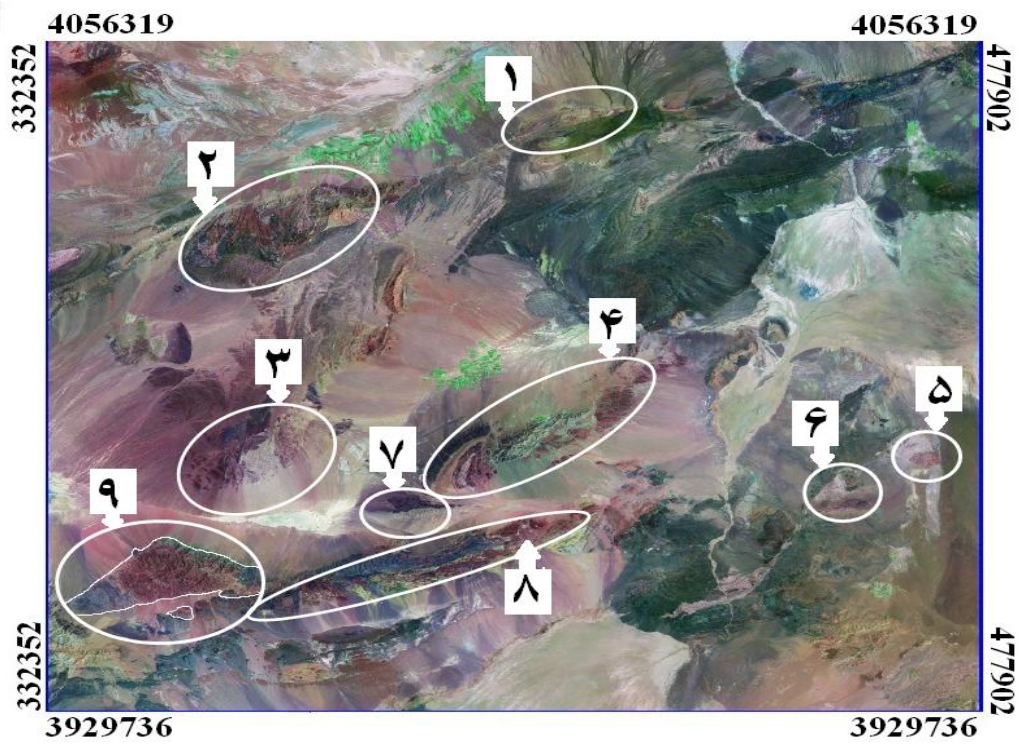
۱-۶- موقعیت زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در تقسیم‌بندیِ Stocklin (1968) و نبوی (۱۳۵۵) جزئی از حاشیه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی است (شکل۱-۳). موقعیت مجموعه دگرگونی شترکوه بر روی نقشه پهنه‌های

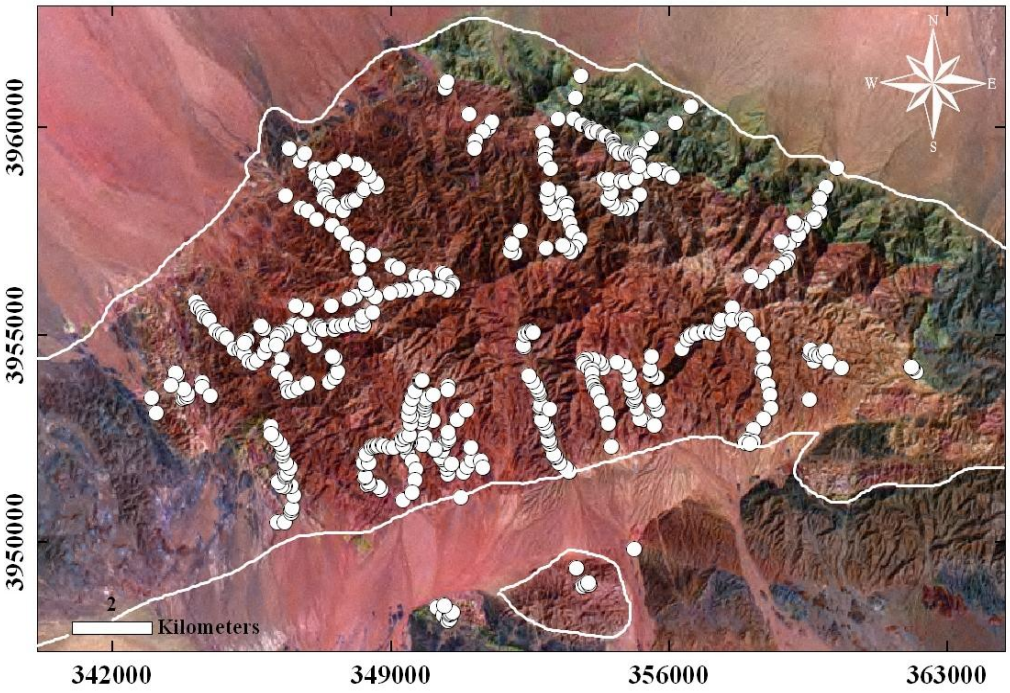
ساختاری ایران در شکل ۱-۳ نشان داده شده است. همچنین موقعیت این مجموعه و مجموعه‌های همجوار، بر روی تصویر ماهواره‌ای Landsat نشان داده شده است (شکل ۱-۴- الف). در شکل ۱-۴- ب موقعیت ایستگاه‌های مورد مطالعه و محل برداشت‌های صحرایی در مجموعه دگرگونی شترکوه بر روی تصویر ماهوارای نشان داده شده است.



شکل ۱-۳- نقشه پهنه‌های ساختاری ایران. منطقه مورد مطالعه با ■ نشان داده شده است (Hassanzadeh et al., 2008).



الف



ب

شکل ۱-۴- الف) تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده پراکندگی مجموعه‌های دگرگونی– آذرین نئوپروتروزوئیک پایانی (اواخر ادیاکارن) در شمال پهنه‌ساختاری ایران‌مرکزی. ۱- مجموعه دگرگونی- آذرین شمال میاندشت، ۲- گرانیتوئیدهای جنوب‌غرب میامی، ۳-مجموعه دگرگونی- آذرین بند هزارچاه، ۴- مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر، ۵- مجموعه دگرگونی- آذرین غرب رضاآباد خارتوران، ۶- مجموعه دگرگونی- آذرین شمال‌غرب احمدآباد خارتوران، ۷- توده گرانیتوئیدی سفید سنگ، ۸- مجموعه دگرگونی- آذرین جنوب دوچاه – ماجراد، ۹- مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه. ب) تصویر ماهواره‌ای مجموعه شترکوه و موقعیت ایستگاه‌های نمونه‌برداری بر روی آن.

۱-۷- مطالعات پیشین

- در قالب گزارش نقشه زمین‌شناسی ۲۵۰۰۰۰: ۱ طرود، Alavi & Hushmandzadeh (1976) به تشریح پدیده‌های زمین‌شناسی این منطقه پرداخته‌اند. در این نقشه مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه، از واحدهای دگرگونی متمایز نشده شیست، گنیس و آمفیبولیت متعلق به پرکامبرین تشکیل شده است.

- کرمی (۱۳۸۲)، پتروژنز مجموعه دگرگونی دلبر (جنوب شرق بیارجمند) را مورد مطالعه قرار داده است. به اعتقاد وی این پیکره شامل دو بخش مجزا با ویژگی‌های کاملاً متفاوت است. بخش زیرین آن را مجموعه‌ای متنوع از انواع گنیس و میکاشیست با مناظر میگماتیتی، ارتوآمفیبولیت و پاراآمفیبولیت به سن قبل از ژوراسیک زیرین (احتمالاً پرکامبرین)، تشکیل می‌دهد که در محدوده دگرگونی درجه بالا در رخساره آمفیبولیت میانی- بالایی و زون سیلیمانیت بالایی دگرگون شده است. بخش بالایی شامل تناوبی از نهشته‌های ژوراسیک متشکل از کنگلومرا، ماسه سنگ، شیل، سیلتستون، میان لایه‌هایی از گدازه‌های بازالتی، آهک‌های مارنی و شیلی نازک لایه و آهک‌های ضخیم لایه است که در محدوده دگرگونی درجه پایین تحت شرایط دما- فشار رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند.

- قاسمی و آسیابان‌ها (۱۳۸۵)، به معرفی و تفکیک رخدادهای دگرگونی منطقه دلبر، جنوب شرق شاهرود، پرداختند. آنها بر مبنای روابط صحرایی و سن نسبی، پیکره‌های دگرگونی منطقه دلبر را به دو بخش قدیمی پرکامبرین یا قبل از ژوراسیک متشکل از انواع شیست، گنیس و آمفیبولیت و بخش جدید یا ژوراسیک حاوی متاکنگلومرا، میکاشیست، کالک شیست تقسیم کرده‌اند. پیکره قدیمی که بخش‌های زیادی از منطقه بیارجمند را شامل می‌شود در برگیرنده سه نوع سنگ با پروتولیت متفاوت می‌باشد که عبارتند از شیست‌های میگماتیتی شده، گنیس‌ها و آمفیبولیت‌ها. دگرگونی دمای بالا و ذوب متاپلیت‌ها به تشکیل میگماتیت‌ها به صورت محدود منجر شده است. این سنگ‌ها شباهت‌های لیتولوژیکی نزدیکی با دیگر پیکره‌های دگرگونی پرکامبرین ایران دارند. سنگ مادر آن‌ها را سنگ‌های آذرین، آذرآواری و رسوبی نئوپروتروزوئیک پایانی تشکیل می‌دهند که متحمل چند مرحله (فاز)

دگرگونی شده‌اند. سبک دگرگونی آن‌ها از نوع ناحیه‌ای دما - فشار متوسط (نوع باروویین) و در حد شرایط رخساره آمفیبولیت میانی - بالایی بوده است. مجموعه دگرگونی ژوراسیک با ناپیوستگی آذرین پی بر روی دگرگونه‌های قبلی و در زیر آهک‌های دگرگون نشده کرتاسه قرار گرفته است. از نظر درجه و زمان دگرگونی و ماهیت پروتولیت با مجموعه قبلی متفاوت بوده و مشتمل بر متاکنگلومرا، میکاشیست، کالک‌شیست و آهک‌های دولومیتی تبلور مجدد یافته است.

- Hassanzadeh et al. (2008) به مطالعه جایگاه سنی مجموعه‌های دگرگونی دلبر، بندهزارچاه و شترکوه پرداخته‌اند و سن نئوپروتروزوئیک پایانی را به آن‌ها نسبت داده‌اند و آن‌ها را به عنوان بخش‌هایی از سرزمین‌های گندوانایی ایران به حساب آورده‌اند.

- عابدی (۱۳۸۹)، پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی میامی (شرق شاهرود) را مطالعه کرده است. نامبرده برای اولین بار سن بعد از ژوراسیک نسبت داده شده به توده‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی را مورد تردید قرار داده و جایگاه سنی این توده را به قبل از ژوراسیک نسبت داده است. زیرا این توده‌های گرانیتوئیدی توسط توالی نسبتاً ضخیمی از سنگ‌های رسوبی با سن اواخر تریاس-ژوراسیک زیرین پوشیده شده‌اند که خود با کنگلومرای قاعده‌ای سرشار از قلوه‌های گرانیتی سرچشمه گرفته از خود توده‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی شروع می‌شود و لذا جوانتر بودن توده‌های گرانیتوئیدی مردود است.

- در نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰: ۱ رزوه (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲) مجموعه سنگی شترکوه به صورت گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌های میلونیتی شده در نظر گرفته شده است. به باور وی، توالی چینه‌ای سنگ‌های موجود از پایین به بالا شامل سنگ‌های دگرگونه پیش از پرمین، توالی‌های رسوبی مربوط به پرمین، تریاس، ژوراسیک، کرتاسه و ماگماتیسم مربوط به ائوسن و سنگ‌های رسوبی پس از آن است. وی برای واحدهای منتسب به سنگ‌های پیش از پرمین دلایل دیرینه‌شناختی محکم ارائه نکرده است و این سن‌گذاری را به ناچار بر پایه رابطه این واحدها با سنگ‌های پیرامون انجام داده است. افزون بر این، سنگ‌های دیگری (با منشاء آذرین) همراه با این واحدها وجود دارند که از نقطه

نظر سن، جوان‌تر از دگرگونه‌های یاد شـده هسـتند و بـر اثـر دگرگـونی دینـامیکی (کاتاکلاسـتیک و میلونیتی شدند) دچار تغییر و تحولی آشکار شده‌اند.

- Rahmati Ilchkhi (2009) معتقد است که مجموعه شترکوه از ارتوگنیس‌های رخسـاره آمفیبولیـت (تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت) همراه با آمفیبولیت‌ها (به صورت دایک و زینولیت) و مقـادیر کمـی میکاشیست تشکیل شده است و سکانس‌های رسوبی ژوراسیک- ائوسـن درجـه پـایین آن را پوشـانده است. بر اساس ژئوشیمی و تعیین سن انجام گرفته نامبرده، اذعان می‌دارد کـه پروتولیـت آن در طـی ماگماتیسم قوس قاره‌ای نئوپروتروزوئیک پایانی تشکیل شده است.

- کاظمی (۱۳۹۰)، ماهیت و منشاء تـوده گرانیتوئیـدی کیکـی (جنـوب غـرب بیارجمنـد) و محـیط زمـین‌سـاختی آن را مـورد مطالعـه قـرار داده اسـت. طبـق نظـر نـامبرده، ایـن تـوده دارای ترکیـب سنگ‌شناسی آلکالی گرانیت، گرانیت، گرانودیوریت است که تعدادی دایک مافیک با ترکیـب گـابرو – دیوریت آن را قطع کرده‌اند. براساس مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، سنگ‌های این توده در زمره گرانیتوئیدهای نوع I قرار دارند و دارای ماهیت کالک آلکالن و از نوع متاآلومین تـا پرآلـومین هستند و در محیطی مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند. با توجه بـه مطالعـات Hassanzadeh et al. (2008) و Hosseini et al. (2015) این نتیجه‌گیری‌ها عمدتاً نادرست است.

- کاظمی و همکاران (۱۳۹۳) معتقداند که سنگ‌های توده گرانیتوئیدی کیکی، در راسـتای زون‌هـای برشی حاشیه توده، دستخوش دگرشکلی دمای بالا شده و بافت‌هـایی نظیـر سـاختارهای S و C پیـدا کرده‌اند و در همبری با سنگ میزبان و به موازات همبری توده دستخوش دگرشکلی خمیـری شـده و بافت میلونیتی به خود گرفته‌اند.

- عزیزی (۱۳۹۱) اظهار داشته است که توده گرانیتوئیدی سفید سنگ بخشی از سرزمین‌های قدیمی گرانیتی، گنیسی و دگرگونی ناحیه‌ای به سـن نئوپروتروزوئیـک پایـانی اسـت و دارای طیـف ترکیبـی گرانیت، آلکالی‌فلدسپار گرانیت و لوکوگرانیت است. این توده گرانیتوئیدی توسط تعداد زیـادی دایـک دیابازی (میکروگابرویی – میکرودیوریتی) به سن ژوراسیک میانی قطع شده است. ایـن گرانیـت‌هـا از

ذوب‌بخشی سنگ‌های متاگریوکی حاصل شده‌اند و دارای ماهیت پرآلومین ضعیف، نوع S و ساب آلکالن می‌باشند. دایک‌های مورد مطالعه در یک محیط کششی از نوع Pull apart basin در ارتباط با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه قاره‌ای ایران مرکزی تشکیل شده‌اند.

- همتی (۱۳۹۲) پترولوژی و پتروژنز توده‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی را مطالعه کرده و ماگمای تشکیل دهنده این توده‌ها را از منشاء پوسته‌ای یا همان ذوب سنگ‌های رسوبی – دگرگونی می‌داند. توده‌های گرانیتوئیدی مورد نظر دارای ماهیت کالک آلکالن و پرآلومین نوع S هستند.

- بلاغی (۱۳۹۳)، بلاغی و همکاران (۱۳۹۳)، (۱۳۹۴) و Balaghi et al.,(2014) معتقدند که سنگ‌های دگرگونی مجموعه دلبر، طیف ترکیبی متنوعی از متاپساميت‌ها (متاسندستون و متاگری‌وک)، متاپلیت‌ها (فیلیت، میکاشیست، گارنت میکاشیست و پاراگنیس)، متاکربنات‌ها (مرمرهای آهکی و مرمرهای دولومیتی) و متابازیت‌ها (آمفیبول شیست، آمفیبولیت و گارنت‌آمفیبولیت) را شامل می‌شوند. نتایج بدست آمده از مطالعات دما- فشارسنجی دماهای ۴۶۸ تا ۴۹۸ درجه سانتیگراد و فشارهای ۶/۴ تا ۷/۲ کیلوبار برای سنگ‌های میکاشیستی و دماهای ۶۴۵ تا ۷۰۶ درجه سانتیگراد و فشارهای ۸ تا ۱۳ کیلوبار برای سنگ‌های گنیسی گارنت‌دار نشان می‌دهد که به ترتیب بیانگر طیف دما- فشار رخساره‌های شیست سبز تا آمفیبولیت بالایی در سنگ‌های متاپلیتی است. نتایج ترموبارومتری‌های انجام شده با استفاده از زوج گارنت- هورنبلند در گارنت آمفیبولیت‌های مورد مطالعه، دماهایی بین ۵۹۲ تا ۶۹۳ درجه سانتیگراد و فشارهای ۱۲/۳۱ تا ۱۳/۴ کیلوبار را نشان می‌دهد که با شرایط رخساره آمفیبولیت بالایی (معادل با فشار پایداری کیانیت) مطابقت دارد.

نتایج سن‌سنجی U-Pb زیرکن‌های گنیس‌ها و گرانیت‌های مجموعه دلبر (بر اساس داده‌های بدست آمده از آنالیزهای ایزوتوپی به روش‌های SIMS و LA-ICPMS) میانگین سنی ۵۴۱ تا ۵۴۷ میلیون سال معادل با اواخر نئوپروتروزوئیک- اوایل کامبرین (اواخر ادیاکارن) را نشان می‌دهد.

الگوهای REE سنگ‌های متاپلیتی و گرانیتی منطقه در مقایسه با مقادیر مرجع پوسته‌ای با الگوی عناصر REE پوسته قاره‌ای بالایی مطابقت دارند. این مجموعه دارای ویژگی‌های گندوانایی و ماهیت کالک آلکالن حاشیه فعال قاره‌ای است و در خلال کوهزایی کادومین در بازه زمانی نئوپروتروزوئیک پایانی شکل گرفته است. نتایج تعیین سن دایک‌های مافیک قطع کننده مجموعه دلبر U-Pb بر روی آپاتیت‌های جدا شده از این سنگ‌ها، محدوده زمانی 35 ± 152 Ma را نشان می‌دهد که معادل با ژوراسیک میانی است و با روابط چینه‌شناسی آنها با سنگ‌های میزبانشان تطابق خوبی نشان می‌دهد.

- حسینی (۱۳۷۴) سنگ‌های تشکیل دهنده توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه شامل کوارتزدیوریت، تونالیت، گرانودیوریت، سیینوگرانیت و مونزوگرانیت می‌داند. این توده توسط تعداد زیادی دایک با ترکیب گابرو تا دیوریت به سن ژوراسیک میانی قطع شده است. بررسی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که توده نفوذی بندهزارچاه از نوع I، کالکوآلکالن و در زمره گرانیت‌های کمان قاره‌ای و همزمان با برخورد قرار می‌گیرد. اما در مطالعات جدید (حسینی، ۱۳۹۴)، حسینی و همکاران (۱۳۹۲)، (۱۳۹۵) و Hosseini et al. (2015) این توده را با دیدگاه بهتر و صحیح‌تر مورد مطالعه قرار داده و معتقند که توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه درون سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پایانی تزریق شده و به وسیله توالی رسوبی تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین (که اکنون خود در حد رخساره شیست سبز دگرگون شده است و به فیلیت، متاسندستون، متاکنگلومرا و متابازالت تحول یافته‌اند) پوشیده شده است. این توده نفوذی عمدتاً شامل گرانیت، آلکالی فلدسپار گرانیت و لوکوگرانیت است. بر اساس مطالعات ترموبارومتری، میکاشیست‌ها، گنیس‌ها و میگماتیت‌ها در دماهای ۵۳۱ تا ۷۰۷ درجه سانتیگراد و فشار میانگین ۸ کیلوبار و متابازیت‌ها در دماهای ۴۲۹ تا ۶۳۰ درجه سانتیگراد و فشار میانگین ۷ کیلوبار مطابق با شرایط رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت تشکیل شده‌اند. تعیین سن انجام شده به روش U-Pb بر روی کانی زیرکن سن ۵۲۹ تا ۵۵۳ میلیون سال برای این توده گرانیتوئیدی را مشخص می‌سازد. نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ و مقادیر Nd منبع پوسته‌ای برای گنیس‌ها و میگماتیت‌ها، منبع گوشته‌ای لیتوسفری زیر قاره‌ای را برای متابازیت‌ها و دیابازها مشخص

می‌سازد. شواهد صحرایی و ژئوشیمیایی بیانگر این امر است کـه گرانیـت‌هـا از نـوع S بـوده و از ذوب سنگ‌های دگرگونی متاپلیتی و متاگریوکی در یک حاشـیه فعّـال قـاره‌ای از نـوع برخـوردی تشـکیل شده‌اند.

- بر اساس نتـایج حاصـل از مطالعـه محمـدی (۱۳۹۵)، مقـدار میـانگین پـذیرفتاری مغناطیسـی در آمفیبولیت‌ها، گنیس‌ها، آپلیت‌ها و پلاژیوگرانیت‌ها به ترتیـب برابـر ۵۵۰ µSI، ۳۲۶ µSI، ۱۰۷ µSI و ۱۰۰ µSI گزارش کرده است که با ترکیـب کـانی‌شناسـی ایـن سـنگ‌هـا قابـل توجیـه اسـت. اغلـب برگواره‌های مغناطیسی کم شیب هستند و خطواره‌های مغناطیسی نیز عمدتاً بـه سـوی جنـوب‌شـرق آرایش یا همسویی نشان می‌دهد. این نتایج با شواهد صحرایی تأیید می‌شود و با ساختار گنبدی بزرگ مقیاس مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه به عنوان یک مجموعه هسته دگرگونی (Core Copmlex) سازگار است. هر چند عواملی محلی همچون زون‌های برشی در ایجاد عناصر ساختاری سهیم هستند و باعث تغییرات محلی در ویژگی‌های عناصر ساختاری می‌شـوند، ولـی بـه نظـر مـی‌رسـد یـک حادثـه دگرشکلی بزرگ مقیاس کل منطقه و کل سنگ‌های رخنمون یافتـه را تحـت تـأثیر قـرار داده اسـت، بطوری که به غیر از سنگ‌های جوانتر نظیر سـنگ‌هـای دگرگـونی درجـه پـایین ژوراسـیک میـانی و دایک‌های دیابازی قطع کننده آنها (به سن ژوراسیک میانی که بر خـلاف منـاطق همجـوار، از تعـداد کمی برخوردار هستند)، تمامی سنگ‌های دگرگونی اعم از سنگ‌های دارای والـد رسـوبی یـا آذریـن، شواهد بارزی از برگوارگی، خطوارگی و میلونیتی شدن نشان می‌دهند. اگرچه ممکن است این شـواهد با شدت و ضعف‌هایی نیز همراه باشند.

- Shafaii Moghadam et al. (2015) سن سنگ‌هـای متـاگرانیتی، ارتـوگنیس‌هـا و پـاراگنیس‌هـای مجموعه دگرگونی چاه‌جام- بیارجمند را اواخر نئوپروتوزئیک تا اوایل کامبرین اعلام کرده‌اند و شاهدی دیگر بر ماگماتیسم کادومین در حاشیه فعال شمالی گندوانا به حسـاب آورده‌انـد. آنهـا معتقدنـد کـه سنگ‌های آذرین مادر سنگ‌های دگرگونی کنونی در یک موقعیـت تکتـونیکی مـرتبط بـا فـرورانش و توسط فرایند ذوب بخشی پوسته قـاره‌ای پـایینی ایجـاد گردیـده‌انـد. نـامبرده و همکـاران کمـپلکس

دگرگونی چاه‌جام- بیارجمند و همه پی‌سنگ‌های با سن شبیه به آن را تا اواخر پالئوزوئیک قسمتی از گندوانا می‌دانند. این بررسی بر اساس واحدهای سنگی معرفی شده در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه استوار است.

- Shafaii Moghadam et al. (2016a) گرانیتوئیدها و گنیس‌های گرانیتی شترکوه را بخشی از کمپلکس دگرگونی بیارجمند- طرود به حساب آورده‌اند. بر اساس ژئوکرونولوژی مبتنی بر روش سن سنجی زیرکن از طریق روش U-Pb، سن سنگ‌های ارتوگنیسی را ۵۵۴ تا ۵۳۰ میلیون سال گزارش کرده‌اند.

- Shafaii Moghadam et al. (2017b) اذعان داشته‌اند که مجموعه تکنار شامل واحدهای سنگی گابرویی، دیوریتی و گرانیتوئیدی است که در سکانسی از سنگ‌های رسوبی- آتشفشانی با میان لایه‌هایی از ریولیت نفوذ کرده‌اند. دایک‌های گرانودیوریتی، گابروها و دیوریت‌های تکنار را قطع کرده‌اند. گابروها قدیمی‌ترین واحد سنگی این مجموعه (۵۵۶ میلیون سال) هستند و در مقابل گرانیت‌ها جوانترین واحد سنگی آن می‌باشند (۵۳۱ تا ۵۴۸ میلیون سال). سنگ‌های آذرین تکنار از اختلاط ماگماهای جوان با ترکیبات قاره‌ای قدیمی‌تر در یک حاشیه قاره‌ای فعال تشکیل شده‌اند.

- Shafaii Moghadam et al. (2017a) سعی بر آن داشته است تا به شناخت بهتری از تحولات سنگ‌شناسی در گذشته تاریخچه زمین‌شناسی سرزمین‌های ایران و یا سرزمین‌های همجوار نائل شود. این مطالعه نشان می‌دهد که زیرکن‌های تخریبی سرزمین‌های شمال شرق ایران دارای سن‌های ۲۵۰۰ ، ۸۰۰ تا ۶۰۰، ۵۵۰ و۵۰۰ تا ۴۰۰ میلیون سال می‌باشند. کمینه سنی در ۵۰۰ میلیون سال پیش با ماگماتیسم کادومین منطبق است که از سرزمین‌های پی‌سنگی ایران در شمال گندوانا گزارش شده است. مقادیر هافنیم این زیرکن‌ها، یک حاشیه نوع آندی و تأثیر دوباره پوسته‌های قدیمی‌تر در ژنز سنگ‌های ماگمایی را نشان می‌دهند. جوانترین سن در ۵۰۰ تا ۴۰۰ میلیون سال مقارن با ریفت‌زایی در شمال گندوانا تفسیر شده است. ترکیب نتایج سن سنجی U-Pb، ایزوتوپ Hf ایران،

ترکیه و شمال گندوانا اثبات می‌کند که ایران و ترکیه تـا پالئوزوئیـک پایـانی بخـش‌هـایی از گنـدوانا بوده‌اند.

- خبره (۱۳۹۶) معتقد است که مجموعه دگرگونی - آذرین رضاآباد به سن نئوپروتروزوئیـک پایـانی، دارای طیف وسیعی از سنگ‌های آذرین و دگرگونی نظیر متاپلیت، متاپسـامیت، متاکربنـات، متابازیـت (شیست سبز و آمفیبولیت) و گرانیت‌های نئوپروتروزوئیک پایانی است. این سنگ‌ها توسـط اجتماعـات دایکی دیابازی و تعدادی توده‌های نفوذی کوچک (با ترکیب گابرو تا دیوریت) به سن ژوراسیک میـانی قطع شده‌اند، این دایک‌ها شاهد بارزی بر ماگماتیسم سیمرین میانی در لبه شمالی خـرده قـاره ایـران مرکزی می‌باشند. آمفیبولیت‌های منطقه رضـاآباد دارای منشـاء آذریـن بـوده‌انـد. گرانیـت‌هـا ماهیـت کالک‌آلکالن تا کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و پرآلومین هستند و به نوع (S با منشاء پوسته‌ای) تعلق دارنـد. دایک‌های دیابازی ژوراسیک گابرو و گابرودیوریتی ترکیبی معادل با بازالت تا آندزی‌بازالت داشته‌اند. در محدوده سری آلکالن تا ساب‌آلکالن واقع می‌شوند. بر اساس تعیین سن انجام گرفته به روش U-Pb، بر روی گنیس‌های مجموعه رضاآباد سن این مجموعه ۴/۹ ± ۵۵۹ میلیون سال (نتایج منتشر نشده) بـه دست آمده است.

- ملک‌پور علمداری (۱۳۸۴) با توجه به سن سنجی ایزوتوپی U-Pb بر روی زیرکن‌های گرانیـت‌هـا و گنیس‌های میلونیتی شده منطقه دلبر، سن‌های ۵۳۰ تا ۵۵۰ میلیون سال را برای آن‌ها گزارش کرده است.

- Malekpour-Alamdari et al. (2017) به دمـاسـن‌سـنجی بـه روش Ar-Ar بـر روی فلدسـپارهای آلکالن مجموعه‌های دگرگونی شترکوه- بیارجمند پرداختـه اسـت. ایـن روش بـرای تشـخیص تکامـل دمایی سنگ‌های دگرگونی رخنمون یافته در شمال شرق کویر بزرگ انجام شده است. بر اسـاس ایـن روش و روابط صحرایی یک مرحله از سرد شدن سریع از طریق بالاآمدگی تکتونیکی مشخص می‌شود که از کرتاسه پایانی تا ائوسن آغازین ادامه داشته است. این کشش قاره‌ای همراه با گسل‌هایی بوده که این مجموعه‌های دگرگونی شترکوه-بیارجمند به بالا انتقال داده است یا به عبارتی دچار بالازدگی شده

است. سنگ‌های دگرگونی این هسته‌های دگرگونی، در سکانس ساختاری- چینه‌شناسی جوان شده به سمت جنوب قرار گرفته‌اند که در بالای آنها کربنات‌های کرتاسه (کامپانین- ماستریشتین) قرار گرفته است. بر اساس موقعیت‌های سنگ‌های تخریبی همزمان با کشش، این سیستم همراه با کشش ۱۰۰ کیلومتری به سمت شمالغرب- جنوب شرق بوده است.

- بلوچی و همکاران (در دست چاپ) دامنه سنی ۱/۶ ۲۱۳/۹±۱/۶ تا ۱/۶±۲۲۱ میلیون سال پیش (تریاس‌بالایی) برای سنگ‌های دیوریتی و آلکالی فلدسپار گرانیتی منطقه کلاته (شمال‌باختر خور) ارائه کرده است. ماگمای سازنده آن‌ها از ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم‌شده روی زون فرورانش ورقه فرورانده نئوتتیس، نشأت گرفته‌اند، زایش ماگماهای مورد نظر در یک محیط‌های کششی پشت کمانی درون ورقه قاره‌ای روی زون فرورانش نئوتتیس صورت گرفته است.

- بلوچی و همکاران (۱۳۹۶)، اذعان داشته است که بخش غالب توده گرانیتوئیدی آیرکان، از بیوتیت گرانیت‌های پورفیروئیدی تشکیل شده است. بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی و مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی بیوتیت گرانیت‌های پورفیروئیدی میلونیتی شده و گرانیت‌های آپلیتی، در دسته گرانیتوئیدهای پرآلومین نوع S قرار می‌گیرند. مقادیر $^{87}Sr/^{86}Sr(Initial)$ (۰/۷۱۲۷۱۴ و ۰/۷۱۲۴۹۰)، $^{143}Nd/^{144}Nd(Initial)$ (۵۱۱۵۲۲۷ و ۰/۵۱۱۵۸۱)، همراه با مقادیر منفی ε_{Nd} (۸/۱۹- و ۷/۱۳-) برای بیوتیت گرانیت‌های پورفیروئیدی و گرانیت‌های آپلیتی، نشان‌دهندهٔ سرچشمه گرفتن آن‌ها از ذوب پوسته قاره‌ای متاپلیتی است. بر اساس سن‌سنجی U-Pb روی زیرکن، بیوتیت گرانیت‌های پورفیروئیدی و گرانیت‌های آپلیتی آیراکان، به‌ترتیب دارای سن‌های۱۱±۵۴۵ و ۳/۸±۵۳۷ میلیون سال پیش هستند. این مقادیر، نتیجه سن‌سنجی U-Pb قبلی (۱۵±۵۴۹ میلیون سال پیش) را نیز تأیید می‌کند. بنابراین گرانیتوئیدهای آیرکان یقیناً، بخشی از سرزمین‌های پی‌سنگی و گندوانایی ایران به سن اواخر نئوپروتروزوئیک- اوایل‌کامبرین هستند.

- ویس‌کرمی و همکاران (۱۳۹۵)، بر اساس سن‌سنجی صورت‌گرفته به روش اورانیم - سرب بر روی زیرکن‌های استخراج‌شده از گرانیت‌های شمال آغل زولّو در بخش جنوبی مجموعه دوچاه ۳/۸± ۵۵۳

میلیون سال برای آنها به‌دست آورده‌اند که با نئوپروتروزوئیک‌پایانی(ادیاکارن) مطابقت دارد و تعلق داشتن آنها به مناطق پی‌سنگی و گندوانایی را تأیید می‌کند. این یافته‌ها حاکی از آنند که گرانیتوئیدهای مورد نظر در خلال کوهزایی کادومین در بازه زمانی پروتروزوئیک‌پایانی تشکیل شده‌اند. نتایج بدست آمده همچنین نشان می‌دهد که سن مجموعه دگرگونی دوچاه و سن گرانیتوئیدهایی که در آن نفوذ کرده‌اند بسیار قدیمی‌تر از سنی است که قبلاً به آنها نسبت داده شده بود. بنابراین مبتنی بر داده‌های سن‌سنجی، گرانیتوئیدهای جنوب دوچاه دارای سن نئوپروتروزوئیک‌پایانی هستند و همراه با سنگ‌های میزبانشان با حوادث کوهزایی کادومین مرتبط هستند. در این منطقه دگرگونی متاپلیت‌ها در بالاترین درجه خود، تا حد آناتکسی و تشکیل گرانیت پیشرفته است. گنیس‌های میلونیتی‌شده، میگماتیت‌ها و گرانیت‌های آناتکسی دارای رخنمون وسیعی در این منطقه هستند.

- ویس‌کرمی و همکاران (در دست چاپ)، به بررسی پترولوژی، ژئوشیمی و سن‌سنجی متابازیت‌های مجموعه دگرگونی ماجراد پرداخته‌اند. نتایج سن‌سنجی انجام شده بر روی زیرکن‌های استخراج شده از آمفیبولیت‌های این مجموعه، سن سازگاری ۸ ±۵۱۳/۲ میلیون سال معادل با کامبرین زیرین را نشان می‌دهد. ولی با توجه به نتایج سن‌سنجی گرانیتوئیدهایی که این مجموعه را قطع کرده‌اند و دارای سن۳/۸ ±۵۵۳ می‌باشند، دامنه سنی اواخر نئوپروتروزوئیک برای این سنگ‌ها معقول‌تر است و اندک اختلاف موجود را می‌توان با تحولات بعدی تحمیل شده بر این سنگ‌ها مرتبط نسبت داد. سنگ مادر متابازیت‌ها از خاستگاه‌هایی نظیر OIB تا EMORB سرچشمه گرفته‌اند. تغییرات عناصر خاکی‌نادر بهنجار شده نسبت به کندریت، غنی‌شدگی از LREEs نسبت HREEs، غنی‌شدگی LILEs معرّف آن است که ماگمای مادر سازنده سنگ‌های مادر متابازیت‌های ماجراد، بیشترین مشابهت را با سنگ‌کره گوشته‌ای زیرقاره‌ای داشته و بی‌هنجاری‌های این سنگ‌ها، به احتمال قوی از آلایش پوسته‌ای و متاسوماتیسم گوشته‌ای ناشی شده است. ماگمای سازنده سنگ‌های والد متابازیت‌ها از ذوب‌بخشی ۱۰ تا ۱۵ درصدی منابع گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی ایجاد شده است.

- ویس‌کرمی و همکاران (در دست چاپ)، بر اساس تعیین سن به روش U-Pb بر روی زیرکن‌های استخراج شده از گابرودیوریت‌های ماجراد، میانگین سنی پیرامون ۱۶۶ میلیون‌سال (معادل با ژوراسیک‌میانی) برای تشکیل آنها گزارش کرده است. این ماگماها، از ذوب بخشی یک منبع گوشته‌ای زیرقاره‌ای متاسوماتیسم شده با ماهیت اولیه اسپینل‌لرزولیتی در یک محیط کششی درون قاره‌ای پشت کمانی واقع بر روی پهنه فرورانش حوضه نئوتتیس زاگرس در لبه‌شمالی پهنه‌ساختاری ایران مرکزی در زمان ژوراسیک میانی ایجاد شده‌اند.

- رستمی (۱۳۹۶)، روانه‌های بازالتی موجود در توالی رسوبی تخریبی- تبخیری الیگومیوسن حوضه رسوبی لبه شمالی ایران مرکزی، از شاهرود تا سبزوار را مورد مطالعه قرار گرفته است. با مطالعه شواهد چینه‌شناختی دقیق، سن الیگومیوسن به آن‌ها نسبت داده است. این بازالت‌ها، ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگماهای بازالتی منشأ گرفته از منابع گوشته‌ای تعدیل‌شده گارنت‌لرزولیتی غنی‌شده، واقع در زیر مناطق قاره‌ای محیط‌های کششی پشت‌کمانی نابالغ را نشان می‌دهند. بررسی‌های ژئوشیمیایی بیانگر تشکیل ماگمای سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی ۱ تا ۱۰ درصدی یک ستون گوشته‌ای گارنت‌پریدوتیتی در حال صعود، در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری و نقش بارز تبلور جدایشی به‌عنوان فرایند اصلی در شکل‌گیری ماگمای سازنده این سنگ‌ها است.

۱-۸- اهداف مطالعه

منطقه مورد مطالعه بخشی از سرزمین‌های گرانیتی، گنیسی و دگرگونی قدیمی ایران است که با توجه به نقشه‌های زمین‌شناسی چاپ شده از این مناطق و مطالعات صورت گرفته، سن نئوپروتروزوئیک تا قبل از تریاس و به ندرت ژوراسیک به آن‌ها نسبت داده شده است. در مطالعات قبلی بر روی این مجموعه (Rahmati-Ilkhchi et al., 2008) و مجموعه‌های مشابه (Hassanzadeh, 2008 ; Shafaii Mogaddam et al., 2016b: Verdel et al., 2007) در ایران، بر حوادث تدریجی و تحولی بین سنگ‌های دگرگونی توجه کافی نشده و بخش عمده‌ای از سنگ والدهای دگرگونی را سنگ‌های آذرین

(نظیر گرانیت و گرانودیوریت) دانسته‌اند که در اثر دگرگونی دینامیکی به ارتوگنیس‌های میلونیتی شده، تبدیل شده‌اند (Rahmati-Ilkhchi et al., 2011)، در حالی‌که شواهد و مدارک صحرایی و ژئوشیمیایی به وضوح بیانگر ماهیت دگرگونی سنگ والد آنها است. این فرض نادرست در تفکیک واحدهای سنگی در راهنمای نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ رزّه (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲) به‌روشنی دیده می‌شود. بخش عمده‌ای از این اشتباهات، از جدا نکردن شواهد، نشانه‌ها و فرایند دگرگونی دینامیکی بعدی (میلونیت‌زایی)، از شواهد و نشانه‌های دگرگونی ناحیه‌ای بارووین قدیمی، ریشه گرفته است. بازنگری مطالعات قبلی صورت گرفته در این مناطق، نیازمند توجه همه جانبه به تمام فرایندهای دگرگونی و دگرریختی و پیچیده‌گی‌های تحولات زمین‌شناختی این مناطق (رسوب‌گذاری، ماگماتیسم، دگرگونی و زمین‌ساخت) در بستر زمان است.

همچنین در مطالعات یاد شده، به طور خاص متابازیت‌ها مورد توجه قرار نگرفته‌اند. بررسی دما-فشارسنجی، منشاء، جایگاه زمین‌ساختی و سن‌سنجی متابازیت‌ها می‌تواند در بازسازی تحولات صورت گرفته در سرزمین‌های گندوانایی نئوپروتروزوئیک و تاریخچه زمین‌شناسی ایران حائز اهمیت باشد.

این تحقیق در راستای تحقق اهداف ذیل انجام گردیده است:

۱- تعیین توالی سنگی، ماهیت سنگ والد و مجموعه کانی‌ها، بافت‌ها و ساخت‌های سنگ‌های مجموعه دگرگونی (فابریک).

۲- تعیین دقیق تحولات کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی صورت گرفته در طی فرآیندهای دگرگونی و آناتکسی.

۳- بررسی شیمی کانی‌ها بر اساس آنالیز نقطه‌ای (مایکروپروب) و انجام مطالعات دما-فشارسنجی به منظور ترسیم و پیگیری مسیر تحولات دگرگونی.

۴- تعیین توالی حوادث دگرگونی و دگرریختی.

۵- بازسازی شرایط ژئودینامیکی بروز دگرگونی (تعیین سیر تحول پوسته با استفاده از منحنی‌های P-T-t).

۶- تعیین سن دایک‌ها و سنگ‌های بازیک آمفیبولیتی شده، گنیس‌ها و پگماتیت‌ها.

۷- تعیین پتروژنز و جایگاه زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های منطقه بر اساس شواهد صحرایی و ژئوشیمی سنگ کل.

۸- ارائه الگوی ژئودینامیکی در ارتباط با تشکیل مجموعه‌های سنگی مورد مطالعه در بازه زمانی نئوپروتروزوئیک تا ژوراسیک.

۱-۹- روش مطالعه

۱-۹-۱- مطالعات کتابخانه‌ای

ابتدا اطلاعات از قبل موجود، اعمّ از منابع کتابخانه‌ای، گزارش‌ها، مقالات و پایان‌نامه‌های انجام شده مرتبط با موضوع این رساله جمع‌آوری شد و مورد مطالعه قرار گرفت. برای دستیابی به نتایج بهتر نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰ و تصاویر ماهواره‌ای Landsat, MrSID, Google earth مد نظر قرار گرفت. تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود و ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه مورد بررسی قرار گرفت تا شناسایی راه‌های دسترسی به منطقه و انتخاب بهترین رخنمون‌ها جهت مطالعات و برداشت‌های صحرایی به دقت صورت گیرد.

۱-۹-۲- مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری

به منظور مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری هدف‌دار، پس از بازدیدهای کلی به منظور شناسایی رخنمون‌های مناسب جهت نمونه‌برداری و مشاهدات صحرایی، نسبت به انجام مطالعات و برداشت‌های صحرایی اقدام شد. در مجموع بازدیدهای صحرایی از منطقه از سال ۱۳۹۳ تا ۱۳۹۷ در چند نوبت (جمعاً به مدت ۴۷ روز) در ۳۳ پروفیل انجام شد و نمونه‌برداری از واحدهای سنگی مختلف در ۵۰۶ ایستگاه صورت گرفت. در شکل ۱-۲ موقعیت ایستگاه‌های نمونه‌برداری بر روی تصویر ماهواره‌ای نشان داده شده است. پس از انجام مطالعات صحرایی دقیق، با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای MrSID و

نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰، نقشه زمین‌شناسی منطقه بر پایه یافته‌های جدید توسط نرم‌افزار Arc Map ترسیم شده است.

۱-۹-۳- مطالعات آزمایشگاهی

۱-۹-۳-۱- پتروگرافی

پس از انجام نمونه‌برداری و بازدید صحرایی دقیق و مناسب، از نمونه‌های مختلف از قبیل سنگ‌های دگرگونی متاپلیتی و متابازیتی، توده‌های آذرین کوچک مقیاس پریدوتیتی، الیوین گابرویی، گابرویی تا دیوریتی نسبت به تهیه بیش از ۴۵۰ مقطع نازک و ۳۰ عدد مقطع نازک- صیقلی اقدام شد و سپس این مقاطع توسط میکروسکوپ پلاریزان در آزمایشگاه اپتیک دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود مورد مطالعه قرار گرفت.

۱-۹-۳-۲- آنالیز شیمی سنگ کل

پس از انجام مطالعات پتروگرافی دقیق، تعداد ۲۰ نمونه از سنگ‌های دگرگونی و آذرین مورد مطالعه که دارای کمترین میزان هوازدگی و دگرسانی بودند، جهت آنالیز شیمی عناصر اصلی، فرعی و خاکی نادر انتخاب شد. کلیه مراحل خردایش تا مرحله پودرشدن نمونه‌ها در آزمایشگاه کانه‌آرایی دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود انجام گرفت. پس از این مرحله، نمونه‌ها در آزمایشگاه SKLLECA[1] کشور چین مورد آنالیز شیمی سنگ کل قرار گرفت. نتایج حاصل از این آنالیزها، در مطالعات ژئوشیمی سنگ کل واحدهای سنگی مورد مطالعه استفاده شده است.

۱-۹-۳-۳- آنالیز شیمی نقطه‌ای از کانی‌ها

تعیین ترکیب شیمی کانی‌های تشکیل دهنده مجموعه دگرگونی شترکوه و تعیین دما و فشار حاکم بر آنها یکی از اهداف مهم انجام این رساله بوده است. بنابراین، پس از انجام مطالعه پتروگرافی دقیق بر

1-State key laboratory of lithospheric evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Science, Beijing, China.

روی ۴۵۰ مقطع نازک تهیه شده، به منظور انجام مطالعات مایکروپروب، سعی گردید از همه واحدهای سنگی در حد نیاز مقطع نازک صیقلی تهیه گردد. پس از بررسی کامل تعداد ۳۰ عدد مقطع نازک صیقلی آماده شد و در آزمایشگاه SKLLECA مورد تجزیه شیمی به روش EPMA[1] قرار گرفت. در مجموع تعداد ۷۹۸ نقطه مورد تجزیه شیمی قرار گرفت و تقریباً اکثر کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌های مورد نظر، تحت پوشش قرارگرفت. به همراه داده‌های به دست آمده، برخی تصاویر هر کانی شامل تصویر BSE[2] نیز تهیه شد که در تفسیر نقاط تجزیه شده مورد استفاده قرار گرفت. برای انجام این مطالعات ابتدا مقاطع نازک با ابعاد ۲۸ در ۴۸ میلیمتر و با سطوح مسطح به ضخامت ۵۰ میکرون تهیه و سپس توسط دستگاه پوشش کربن، با لایه‌ای از کربن به ضخامت ۱۰ نانومتر پوشیده شده و برای آنالیز توسط دستگاه آماده گشت.

۱-۹-۳-۴- ژئوشیمی ایزوتوپی

به منظور آنالیزهای ایزوتوپی U-Pb بر روی زیرکن‌های موجود در واحدهای سنگی مختلف مجموعه شترکوه، تعداد ۲۳ نمونه سنگی حاوی زیرکن انتخاب شد. این نمونه‌ها در گارگاه تهیه مقاطع نازک دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود و در دانشگاه آزاد شاهرود پودر گردید و مراحل آماده‌سازی بعدی آنها جهت جدایش دستی زیرکن‌ها در زیر میکروسکوپ بینوکولار و آماده‌سازی آنها در قالب مخصوص در آزمایشگاه SKLLECAS در کشور چین انجام شد. اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی به روش LA-ICPMS در آزمایشگاه یون پروب (Secondary ion mass spectrometry) آزمایشگاه SKLLECA انجام شد. اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd نیز در آزمایشگاه SKLLECA انجام شد. همچنین اندازه‌گیری میزان تمرکز ایزوتوپ‌های Hf در تعدادی از دانه‌های زیرکن جدا شده، به روش LA-ICPMS انجام شد.

1- Electron probe micro analysis.
2- Backscattered

۱-۱۰- پردازش داده‌ها

پردازش داده‌های حاصل از آنالیزهای مختلف شیمی سنگ کل، آنالیز نقطه‌ای، نسبت‌های ایزوتوپی Sm-Nd و Rb-Sr و تعیین سن به روش U–Pb با استفاده از نرم‌افزارهای GLITTER 4.0, GEOPLOT, ISOPLOT, GCDKIT, و Excel انجام شد و نتایج به دست آمده در ترسیم نمودارهای مختلف مورد استفاده قرار گرفت. در نهایت جهت ویرایش اشکال و نمودارهای ترسیم شده از نرم‌افزارهای دیگر از جمله Photoshop و Grapher 12 استفاده شد.

۱-۱۱- نتیجه‌گیری، نگارش مقاله و تدوین رساله

نتایج حاصل از مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی با مطالعه تعداد زیادی مقاله و مقایسه با مناطق مشابه در ایران و جهان، مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. از این رساله تاکنون ۲ مقاله کنفرانسی، ۳ مقاله علمی- پژوهشی مستخرج و منتشر شده است. در نهایت نتایج حاصل، گردآوری و مدون شده و به نگارش رساله حاضر منجر شده است.

فصل دوم

زمین‌شناسی صحرایی

۲-۱- مقدمه

در تقسیم‌بندی Stocklin (1968) و نبوی (۱۳۵۵) مجموعه دگرگونی شترکوه، در حاشیه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. منطقه شمال زون ساختاری ایران مرکزی به ویژه در حدفاصل جنوب دامغان تا شرق شاهرود، یکسری سرزمین‌های گرانیتی، گنیسی و دگرگونی ناحیه‌ای را شامل می‌شود. در تعیین سن‌هایی که اخیراً توسط Hassanzadeh et al. (2008)، Rahmati Ilchkhi et al. (2010)، بلاغی (۱۳۹۳) و حسینی (۱۳۹۴) صورت گرفته است، سن این سرزمین‌ها نئوپروتروزوئیک پایانی (۵۵۰ تا ۶۰۰ میلیون سال پیش) در نظر گرفته شده است. این سرزمین‌ها تنوعی از سنگ‌های آذرین و دگرگونی را دربر می‌گیرند و بخشی از تحولات سنگ‌شناسی آنها به دگرگونی پیشرفته (گنیسی‌شدن)، میگماتیت‌زایی و تشکیل گرانیت (گرانیت‌زایی) معطوف می‌شود. با درنظر گرفتن سن نئوپروتروزوئیک پایانی برای توده‌های گرانیتوئیدی این منطقه، این ناحیه در آن زمان در حاشیه شمالی گندوانا قرار داشته است (Hassanzadeh et al., 2008). از آنجا که مطالعه سرزمین‌های دارای ویژگی‌های گندوانایی حائز اهمیّت می‌باشد، از این رو این نواحی در بازسازی تاریخچه زمین‌شناسی ایران در بازه زمانی نئوپروتروزوئیک پایانی- کامبرین زیرین و در ارتباط با کوهزایی کادومین و در درک تحوّلات بخش گندوانایی ایران مفید هستند و موجب روشن شدن بسیاری از ابهامات در زمین‌شناسی ایران خواهد شد. لذا بررسی تغییر و تحولات این سنگ‌ها از لحاظ پترولوژیکی و تعیین جایگاه تکتونیکی آنها در بازسازی تاریخچه تحولات ایران مرکزی مفید خواهند بود.

بر اساس عقیده Berberian & King (1981) پوسته قاره‌ای ایران زمین در طی پرکامبرین پایانی در ارتباط با فاز کوهزایی کاتانگایی سخت شده و افزون بر دگرگونی، گرانیت‌زایی، چین خوردگی و شکستگی های فراوانی در آن ایجاد شده است. شواهد زیادی نشان می‌دهد که همزمان و پس از فاز کوهزایی کاتانگایی، پوسته قاره‌ای سرزمین ایران مانند کراتون عربی جدا و قطعه قطعه شده و به تدریج به صورت بخش‌های برآمده و فروافتاده (فرازمین و فروزمین (هورست و گرابن)) درآمده است. این امر موجب پیدایش حوضه‌های رسوبی جدا از هم شده و بنابراین در حوضه‌های رسوبی همجوار، نهشته‌های

متفاوتی با ضخامت‌های متفاوت در طی پالئوزوییک تشکیل شده است. این وضعیت کم و بیش تا اواخر پالئوزوییک و حتی تا تریاس برقرار بوده است. با توجه به شواهد سنی جدید به دست آمده، این عقاید باید مورد بازنگری قرار گیرد.

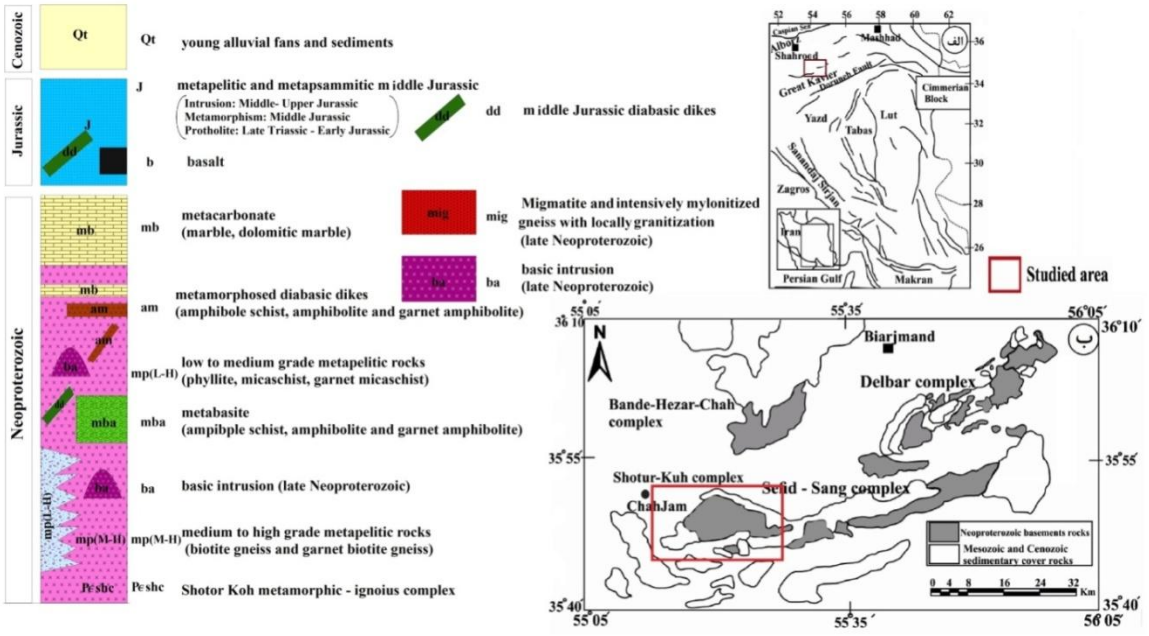
در جنوب و جنوب‌شرق شاهرود، چندین مجموعه دگرگونی - آذرین به سن پروتروزوئیک پایانی رخنمون دارند (نظیر شترکوه، دلبر، بندهزارچاه، دوچاه، احمدآباد، رضاآباد و میامی). در سالیان اخیر، پژوهشگران مختلفی نظیر Hassanzadeh et al. (2008)، Rahmati-Ilkhchi et al. (2011)، Shafaii Moghadam et al. (2015)، Balaghi et al. (2014)، Hosseini et al. (2015)، Shafaii Moghadam et al. (2016b) و همچنین بلاغی (۱۳۹۳)، حسینی (۱۳۹۴)، صفرزاده و همکاران (۱۳۹۵)، موسوی نژاد سوق و همکاران (۱۳۹۵)، صادقیان و همکاران (۱۳۹۶)، شکاری و همکاران (۱۳۹۶, ۱۳۹۷)، بلوچی و همکاران (۱۳۹۶) و ویس‌کرمی و همکاران (در دست چاپ) این سرزمین‌ها و سرزمین‌های مشابه آنها را در مناطق دیگر سرزمین ایران، به عنوان سرزمین‌های گندوانایی واقع در حاشیه شمالی گندوانا معرفی کرده‌اند.

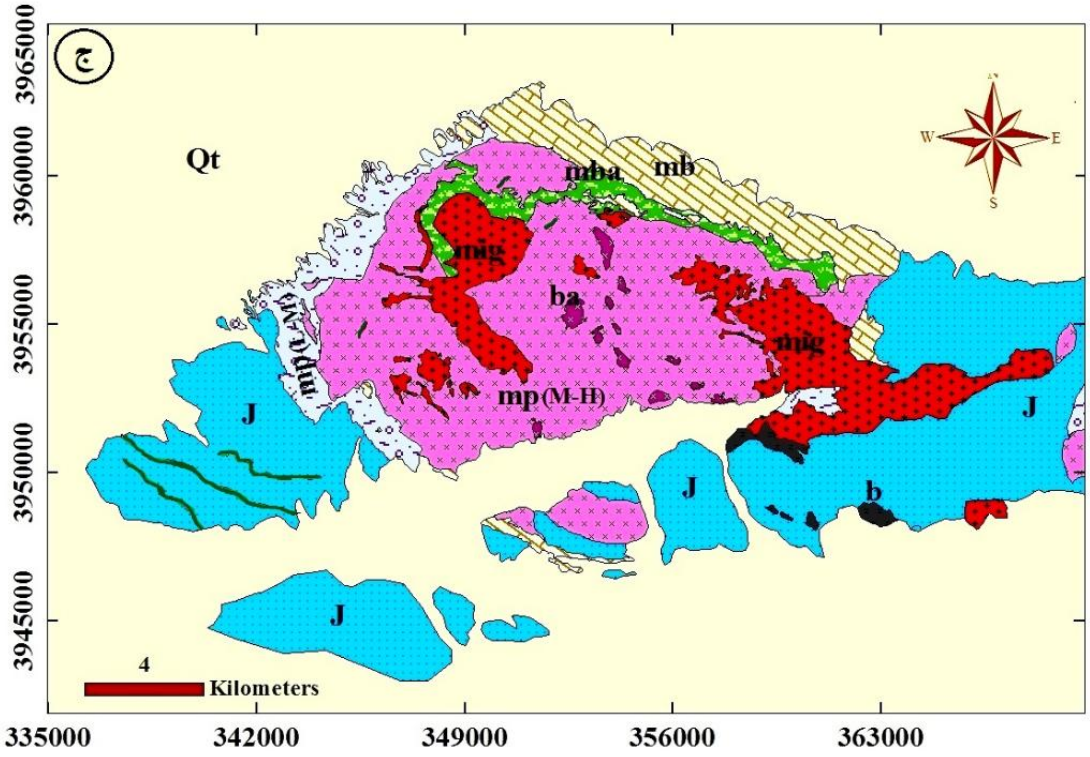
مجموعه دگرگونی شترکوه، در جنوب شرق شاهرود و در حاشیه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. این مجموعه از سنگ‌های دگرگونی با ترکیبات مختلف متاپلیتی (فیلیت، میکاشیست و گنیس)، متابازیتی (آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت)، متاسندستونی (متاپسامیت)، متاکربناتی (مرمرهای کلسیتی و دولومیتی) و سنگ‌های آذرین بازیک پریدوتیتی، الیوین‌گابرویی، گابرویی و دیوریتی که در مواردی دگرگون شده‌اند و در مناطقی نیز هنوز هویت آذرین خود را حفظ کرده‌اند، تشکیل شده است. مطالعات صحرایی صحیح، پایه و اساس مطالعات میکروسکپی و ژئوشیمیایی سنگ‌ها می‌باشد. از این رو، مطالعه شواهد صحرایی و روابط چینه‌شناسی بین واحدهای سنگی مختلف در هر منطقه، مهم‌ترین بخش در مطالعه تاریخچه زمین‌شناسی یک منطقه است. در این فصل به بررسی زمین‌شناسی عمومی واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه خواهیم پرداخت.

۲-۲- زمین‌شناسی عمومی

در حاشیه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی و یا به عبارتی بهتر در حد فاصل طرود – بیارجمند – میامی، مناطق نسبتاً وسیعی از سنگ‌های آذرین و دگرگونی رخنمون دارند که به مجموعه‌های دگرگونی- آذرین دلبر، بند هزارچاه، سفیدسنگ، شترکوه، جنوب دوچاه، ماجراد، شمال‌غرب احمدآباد خارتوران، غرب رضاآباد خارتوران و گرانیتوئیدهای جنوب‌غرب میامی و سفید سنگ مشهور می‌باشند که همگی در زمرهٔ مناطق قدیمی و پی‌سنگی ایران مرکزی قرار می‌گیرند (شکل ۲-۱). البته باید خاطر نشان کرد که برخی از این اسامی صرفاً به علّت تقسیم کردن این مناطق به مناطق کوچکتری است تا بتوان آنها را در قالب یک رساله دکترا مورد مطالعه قرار داد و گرنه مجموعه‌هایی نظیر ماجراد و دوچاه در واقع دارای روند، ویژگی‌های صحرایی و ژئوشیمیایی مشابهی هستند. از سوی دیگر تنها از نظر تنوع ترکیب سنگ‌شناسی، شدت و ضعف درجه دگرگونی، کم یا زیاد بودن سهم توده‌های نفوذی، شدت و ضعف میلونیتی شدن و حتی سنگ‌های پوشاننده آنها، این مجموعه‌ها، همانند قطعاتی از یک پازل بزرگ هستند که هر یک بخشی از ویژگی‌های بارز سرزمین‌های گندوانایی جنوب دامغان تا جنوب شاهرود را در معرض دید قرار داده‌اند.

مجموعه دگرگونی شترکوه در ۸۰ کیلومتری جنوب شرق شاهرود (شمال شرق طرود) واقع شده است. حجم غالب این مجموعه، از سنگ‌هایی با ماهیت دگرگونی تشکیل شده است. متاپلیت‌ها، متابازیت‌ها، متاپسامیت‌ها، میگماتیتها و متاکربنات‌ها سازندگان این مجموعه هستند. متابازیت‌ها به صورت اجتماعات دایکی دیابازی، روانه‌های بازالتی زیردریایی و آتشفشانی – تخریبی‌های وابسته و توده‌های آذرین پریدوتیتی، الیوین‌گابرویی، گابرویی و دیوریتی تا حدودی دگرگون شده همراه با متاپلیت‌ها رخنمون دارند. این توده‌های آذرین در صحرا به‌صورت رخنمون‌هایی سیاه رنگ دیده می‌شوند که تقریباً با روند شمالی جنوبی در این مجموعه رخنمون دارند (شکل ۲-۱).





شکل ۲-۱- الف) نقشه بخشی از پهنه‌های ساختاری ایران برگرفته از Ramezani & Tucker (2003)، ب) نقشه زمین‌شناسی ساده شده مجموعه‌های دلبر، بندهزارچاه، شترکوه، سفید سنگ، دوچاه و ماجراد در مجاورت یکدیگر که دارای شباهت‌های ساختاری، سنگ‌شناسی و سنی با یکدیگر هستند و ج) نقشه زمین‌شناسی مجموعه شترکوه که بر اساس تصاویر ماهواره‌ای و مطالعات صحرایی و با استفاده از نرم‌افزار Arc map ترسیم شده است.

۲-۳- زمین‌شناسی سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پایانی

سنگ‌های دگرگونی با طیف ترکیبی متنوع و به صورت پیوسته در سراسر مجموعه دگرگونی شترکوه رخنمون دارند. این گستردگی از تنوع ترکیبی در توالی رسوبی اولیه و سنگ‌های آذرینی که همزمان با توالی رسوبی تشکیل شده‌اند و یا اندکی بعدتر به درون آن‌ها تزریق شده‌اند، حاصل شده است. سنگ‌های دگرگونی از متاپلیت‌ها (فیلیت، میکاشیست و پاراگنیس)، متاگریوک‌ها، ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده (متاپسامیت)، متاکربنات‌ها (مرمرآهکی و مرمردولومیتی) و متابازیت‌ها (آمفیبولیت و گارنت‌آمفیبولیت) تشکیل شده‌اند. متاپلیت‌ها حجم غالب سنگ‌های دگرگونی منطقه را به خود اختصاص داده و رخنمون‌های گسترده‌ای را در سراسر مجموعه شترکوه دارند. متاکربنات‌ها افق‌های دولومیتی- آهکی توالی اولیه بوده‌اند که در طی دگرگونی به مرمرهای آهکی و مرمرهای دولومیتی همراه با افق‌هایی از متاچرت‌های تیره رنگ تغییر یافته‌اند. از متاپلیت‌ها به سمت رأس توالی به ترتیب بر حجم و تعداد افق‌های واحد کربناته اضافه شده به طوری که در نهایت به افق‌های کربناته با ضخامت خیلی زیاد، تبدیل می‌گردند. این افق‌های ضخیم لایه به ویژه در بخش‌های شمالی منطقه وسعتی به اندازه ده‌ها کیلومتر مربع را به خود اختصاص داده‌اند به گونه‌ای که در تصاویر ماهواره‌ای به واسطه اختلاف رنگ با دیگر سنگ‌های دگرگونی به راحتی قابل تشخیص می‌باشند.

متابازیت‌ها دارای رخنمون‌هایی به شکل سیل، روانه‌هایی از گدازه‌های بازیک، دایک‌های دیابازی و توده‌های نفوذی کوچک مقیاس دگرگون شده هستند. این گروه سنگی غالباً با فواصل چند متری تا چند صد متری در بین سایر سنگ‌های همراه رخنمون دارند و در بیشتر موارد برگوارگی بارزی از خود نشان می‌دهد. این برگوارگی غالباً هماهنگ و موازی با برگوارگی سنگ‌های متاپلیتی همراه آنها می‌باشد. بنا بر مطالعات انجام گرفته بر روی این مجموعه و مناطق همجوار، سنگ والد این واحد، سنگ‌های بازیک با ترکیب گابرو تا دیوریت بوده که در توالی رسوبی اولیه تزریق شده و یا بر روی آن‌ها جریان یافته‌اند و سپس در طی رخدادهای بعدی متحمل دگرگونی شده و به شکل امروزی ظاهر شده‌اند. در بیشتر نواحی، فرآیند میگماتیت‌زایی در متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها به راحتی مشهود است که

می‌تواند شاهد مناسبی بر بالا رفتن دما و رسیدن به آستانه ذوب بخشی در این دو گروه سنگی باشد. البته میلونیت‌زایی نیز به عنوان فرایندی مهم، بر روی سنگ‌های دگرگونی این مجموعه تأثیر زیادی داشته است. سنگ‌های متاپلیتی مجموعه دگرگونی شترکوه در چند مکان توسط دایک‌هایی با سن ژوراسیک میانی قطع شده‌اند. این رخداد در مناطق همجوار این مجموعه، مانند رضاآباد، دلبر و بند هزارچاه با گستردگی فوق‌العاده مشاهده می‌شود (بلاغی، ۱۳۹۳، حسینی ۱۳۹۴، خبره ۱۳۹۶، رستمی و همکاران ۱۳۹۶).

در کل، بر اساس تنوّع ترکیبی موجود در سنگ‌های دگرگونی، می‌توان آنها را در گروه‌های ترکیبی متاپلیت‌ها، متاسندستون‌ها، متاکربنات‌ها و متابازیت‌ها مورد بررسی قرار داد. در بخش‌های بعدی به توصیف ویژگی‌های صحرایی هر یک از گروه‌های ترکیبی نامبرده خواهیم پرداخت.

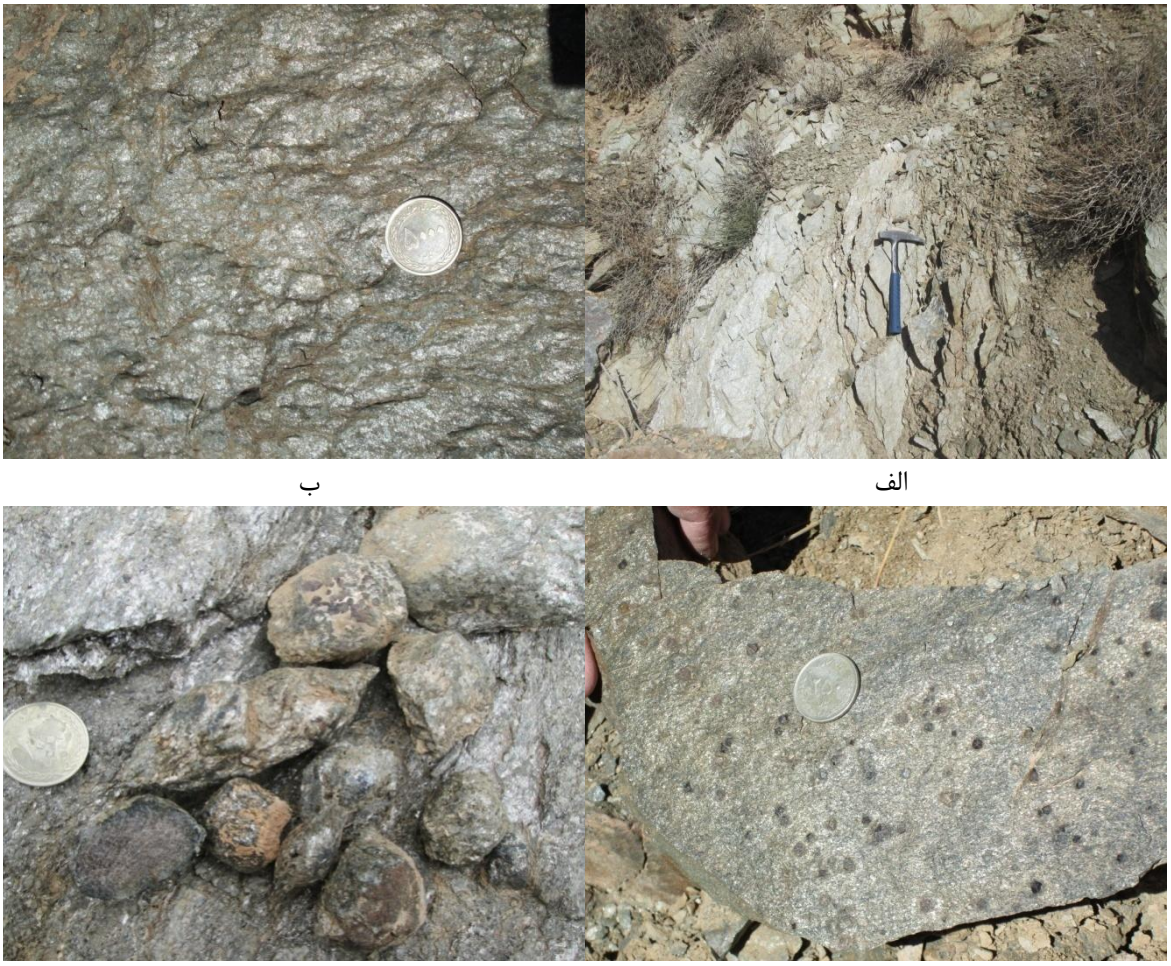
۲-۳-۱- متاپلیت‌ها

متاپلیت‌ها طیف وسیعی از سنگ‌های دگرگونی شامل فیلیت، شیست، گارنت شیست، میکاشیست، گارنت میکاشیست تا گنیس، گارنت گنیس و میگماتیت را در بر می‌گیرند. پروتولیت اولیه آنها ترکیبات پلیتی تا شبه یا نیمه‌پلیتی داشته است.

فیلیت به عنوان سنگ دگرگونی درجه پایین این مجموعه، رخنمون بسیار اندکی دارد. فیلیت‌ها به رنگ‌های خاکستری روشن تا تیره دیده می‌شوند (شکل۲-۲- الف). فیلیت‌ها دارای سطوح برّاق و متورق می‌باشند. این امر مؤید حضور فراوان میکا در آن‌ها است.

شیست‌های موجود در منطقه دارای رنگ خاکستری مایل به سبز بوده و شدیداً متورق و براق می‌باشند و نشانه‌های بارزی از کینک باند در آنها دیده می‌شود (شکل۲-۲- ب). طیف ترکیبی این سنگ‌ها شیست، میکاشیست تا گارنت میکاشیست می‌باشد. درجه دگرگونی شیست‌ها در حد زون‌های بیوتیت و گارنت می‌باشد. در بیشتر میکاشیست‌ها پورفیروبلاست‌های گارنت مشاهده می‌شود (شکل۲-

۲- ج و د). برگوارگی بارز سنگ‌های میکاشیستی ناشی از حضور فراوان بیوتیت و جهت یافتگی ترجیحی آنها می‌باشد.



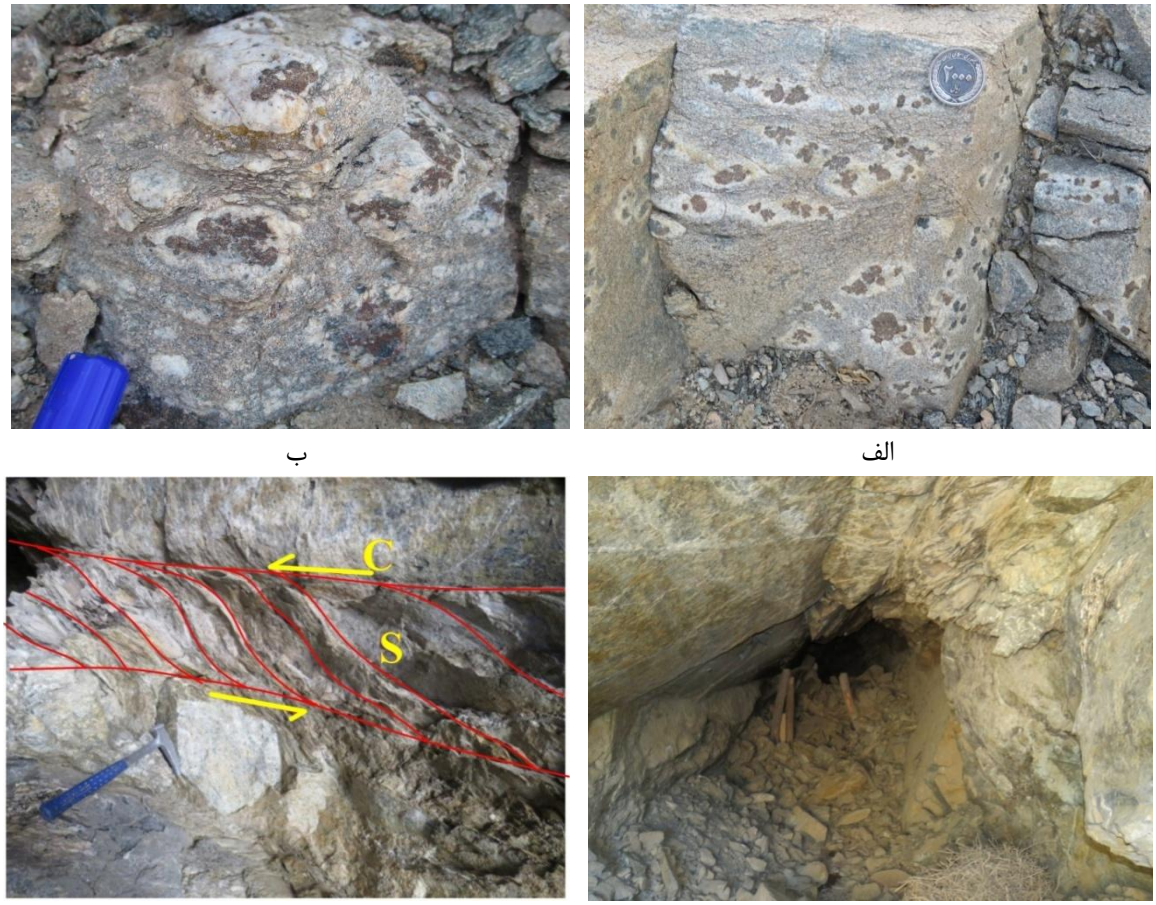
الف ب

ج د

شکل ۲-۲- الف) تصویری از رخنمون صحرایی فیلیت‌ها که با سطح براق و به رنگ‌های سبز تا خاکستری قابل مشاهده هستند، ب) نمای نزدیکی از واحد میکاشیستی دارای سطوح برّاق و متورق که فابریک S و C نیز در سطح آن قابل مشاهده است، ج) تصویری از نمونه ماکروسکپی گارنت میکاشیست با حضور بلورهای گارنت بر روی سطح آن، د) حضور درشت بلورهای گارنت در گارنت میکاشیست‌های مجموعه شترکوه واقع در بخش‌های جنوبی مجموعه شترکوه، اندازه بلورهای گارنت در این محل تا ۵ سانتیمتر نیز می‌رسد (غرب پاسگاه محیط بانی جمیل).

در برخی از میکاشیست‌ها تشکیل بلورهای نوظهور گارنت یا غده‌های اولیه گارنت، در زمینه سنگ مشاهده می‌شود. تشکیل گارنت در لایه‌های دارای ترکیب مناسب، صورت گرفته است (شکل ۲-۳- الف و ب). گاهی در میکاشیست‌ها، گارنت دارای هاله‌های روشن تهی شده از آهن و منیزیم و غنی شده از سیلیس و عناصر آلکالی هستند (شکل ۲-۳- الف و ب). آهن و منیزیم خارج شده از این

مناطق برای ساخت گارنت مورد استفاده قرار گرفته است. در برخی از بخش‌های مجموعه دگرگونی شترکوه، زون‌های برشی به شدت رخ داده و آثار و شواهدی از خود به جا گذاشته است. تشکیل فیلونیت در راستای زون برشی در نتیجه عملکرد این زون‌ها می‌باشد. برخی از زمین‌شناسان از واژه فیلونیت[۴] برای تعریف یک میلونیت سرشار از میکا استفاده کرده‌اند (قاسمی، ۱۳۹۴). در بخش مرکزی مجموعه شترکوه، فیلونیت‌ها به عنوان معدن میکا در سال‌های گذشته مورد استخراج قرار گرفته و اکنون به صورت متروکه رها شده است (شکل ۲-۳- ج و د).



الف ب

ج د

شکل ۲-۳- الف و ب) تصاویر صحرایی از تشکیل گارنت در میکاشیست‌ها که دارای هاله‌های روشن تهی شده از آهن و منیزیم و غنی شده از سیلیس و عناصر آلکالی هستند، ج) نمایی از معدن فیلونیت در بخش مرکزی مجموعه شترکوه، حفاری در راستای پهنه برشی یا گسلی انجام شده است، د) توسعه سطوح برشی S و C در معدن متروکه میکای ملحه.

همچنین آثاری از فلدسپارزایی نیز در این واحد سنگی به چشم می‌خورد که نشان می‌دهد رفته رفته درجه حرارت بالا رفته و ساختار سنگ به سمت گنیسی شدن نزدیک شده است، به طوریکه در بیشتر

بخش‌های منطقه سنگ‌های حدواسط شیست و گنیس دگرشکل شده وجود دارد. از این رو، واحدهای سنگی دگرگونی در این منطقه شباهت زیادی به سنگ‌های دگرگونی موجود در منطقه دلبر و سفید سنگ (به ترتیب جنوب شرق و جنوب بیارجمند) دارند. در برخی نقاط از جمله منطقه جنوب شرقی شترکوه، بلورهای تورمالین بر روی سطح گارنت میکاشیست‌ها به صورت بلورهای ریز منشوری شکل یافت می‌شود (شکل ۲-۴). تشکیل تورمالین در این متاپلیت‌ها نشان می‌دهد سیالات منشاء گرفته از ذوب‌بخشی سنگ‌های دگرگونی، حاوی عناصر لازم برای تشکیل این کانی، از جمله B بوده است.

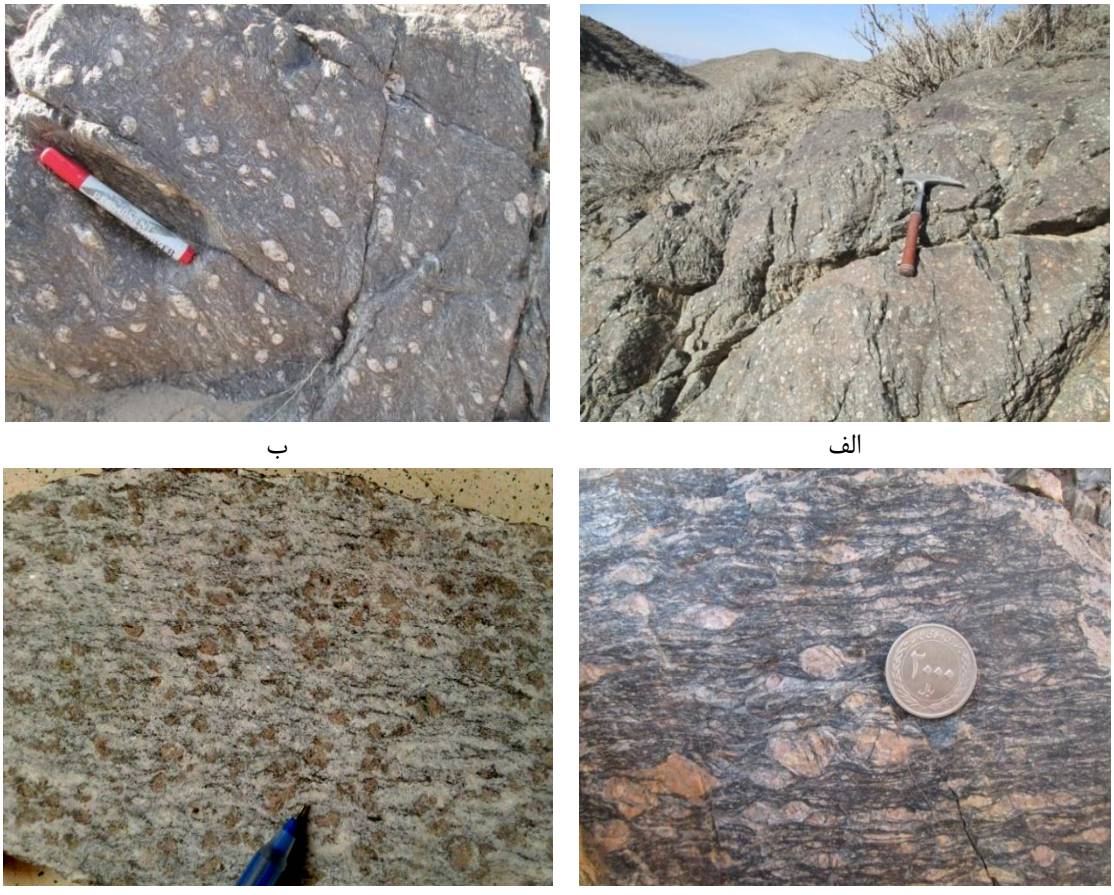


الف ب

شکل ۲-۴- تصاویری از حضور تورمالین در الف) میکاشیست‌ها و ب) گارنت میکاشیست‌ها.

شیست‌ها، فیلیت‌ها و میکاشیست‌ها معمولاً در بخش‌های حاشیه‌ای مجموعه شترکوه قرار دارند. از بخش‌های حاشیه‌ای به سمت قسمت‌های مرکزی از رخنمون این سنگ‌ها کاسته شده و غالباً گنیس‌ها و یا گارنت گنیس‌ها به همراه متابازیت‌ها وسعت زیادی از این مجموعه را به خود اختصاص می‌دهند. در بسیاری از این رخنمون‌ها تحوّلات تدریجی بین واحدهای میکاشیستی به گنیسی مشاهده می‌شود به گونه‌ای که تفکیک این سنگ‌ها با مرزهای مشخص از یکدیگر در بسیاری از موارد امکان‌پذیر نیست. این تغییر و تحوّلات شامل تحول شیستوزیته به ساخت گنیسی (گنیسوزیته) از میکاشیست‌ها به گنیس‌ها است. در بعضی موارد بقایایی از پروتولیت‌های ماسه‌سنگی به صورت نودول‌های کوچک مقیاس تا متوسط در میان گنیس‌ها رخنمون دارد.

گنیس‌ها عمدتاً به رنگ تیره تا خاکستری دیده می‌شوند و کانی‌های بیوتیت، کوارتز، پلاژیوکلاز و گارنت در آنها قابل مشاهده است (شکل۲-۵). تفکیک نوارهای تیره (غنی از بیوتیت و گارنت) و روشن (غنی از کوارتز و فلدسپار)، در ایجاد نواربندی گنیسی و یا گنیسوزیته نقش داشته است. نواربندی خاص گنیسی، رشد پورفیروبلاست‌های گارنت و آلکالی فلدسپارها از ویژگی‌های بارز تفکیک کننده این سنگ‌ها از میکاشیست‌ها است. تفاوت شیست و گنیس در ساخت شیستی سنگ‌ها و گنیسی گنیس‌هاست نه در درجه دگرگونی آنها (قاسمی، ۱۳۹۴).



الف ب

ج د

شکل۲-۵- الف) رخنمونی از گنیس‌های مجموعه شترکوه، (دید به سمت جنوب شرق)، ب) آثار از فلدسپارزایی در گنیس‌های مجموعه شترکوه، ج) گنیس چشمی (پورفیروکلاست‌های ارتوز) میلونیتی‌شده، د) گارنت گنیس، با پورفیروبلاست‌هایی از گارنت نوع آلماندین.

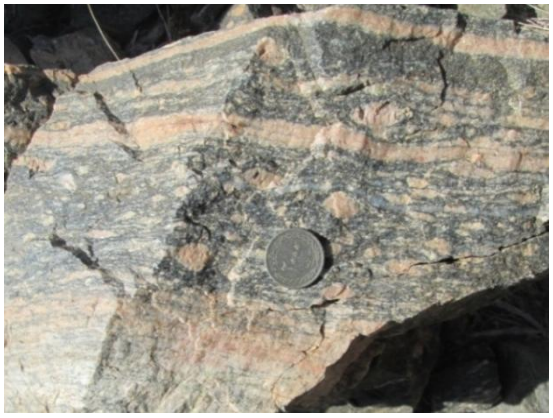
گنیس‌ها و گارنت‌گنیس‌ها دارای پورفیروبلاست‌های گارنت و پتاسیم فلدسپار (ارتوز) غالباً با بافت چشمی به همراه سطوح بارز C-S هستند. از جمله شواهد میلونیتی شدن در این سنگ‌ها، اشکال

سیگما و دلتا در پورفیروکلاست‌های ارتوکلاز و بافت چشمی در گنیس‌ها (اوگن گنیس)، به علاوه نوارهای کشیده کوارتز که در حین دگرریختی‌های شکل‌پذیر دمای متوسط تا بالا ایجاد شده، می‌باشد. این شواهد به وضوح در مقیاس ماکروسکپی با چشم غیر مسلح نیز مشاهده می‌شود (شکل ۲-۶- الف و ب).

در بیشتر گنیس‌ها، گارنت نیز وجود دارد. لیکن اندازه آنها از میکروسکپی تا بسیار دانه درشت (۱۰ سانتیمتر) متغیر بوده و در نمونه دستی عمدتاً به راحتی قابل مشاهده هستند. پورفیروبلاست‌های دانه درشت گارنت با این اندازه‌های متغیر و شگفت‌انگیز چند سانتیمتری در این سنگ‌ها بوفور مشاهده می‌شود (شکل۲-۶- ج و د). این اندازه جالب توجه گارنت بیانگر وجود شرایط دما- فشار و ترکیب کانیایی مناسب جهت رشد فوق العاده این کانی بوده است.



الف



ب



ج



د

شکل ۲-۶- الف) پورفیروبلاست (پورفیروکلاست) درشت فلدسپار آلکالن از نوع ارتوز در گنیس میلونیتی شده. ب) نواربندی گنیسی به همراه چشم‌های درشت ارتوزی در گنیس‌های مجموعه شترکوه، ج و د) حضور درشت بلورهای گارنت در گارنت گنیس‌های مجموعه شترکوه.

گنیس‌های چشمی در این مجموعه حجم زیادی را به خود اختصاص داده است. این چشم‌های ارتوکلازی با اشکال سیگما و دلتا می‌توانند شاخص خوبی در تعیین جهت برش در زون‌های برشی باشند. در گنیس‌های مجموعه شترکوه این شاخص‌ها بر روی سطح عمود بر برگوارگی و یا به موازات خطوارگی بهتر مشاهده می‌شوند، لذا نمونه‌برداری جهت‌دار و تهیه مقاطع نازک به صورت جهت‌دار با استفاده از این شاخص‌ها جهت تعیین برش اهمیّت زیادی دارد. از بیشتر ایستگاه‌های نمونه برداری نمونه به صورت جهت‌دار تهیه شده است که نتایج حاصل از آن‌ها در بخش پتروفابریک مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت.

کوارتزهای حاصل از فرآیند آبزدایی کانی‌های آبدار از جمله کلریت و مسکوویت به صورت رگه و رگچه یا بصورت توده‌ای در درون متاپلیت‌ها یافت می‌شوند (شکل۲-۷). این رگه‌ها حاصل تبلور و نهشته شدن کوارتز از سیالات واجد سیلیسیم دارای منشاء دگرگونی در فضاهای باز می‌باشند. رگه‌های موجود با توجه به تنش‌های تحمیل شده یا فضاهای باز ایجاد شده برای ته نشست آنها دارای اشکال متنوعی هستند و در مواردی چین‌خوردگی و سینوسی‌شدن در آنها دیده می‌شود و یا بودینه شده‌اند. در برخی نقاط حجم رگه‌های سیلیسی افزایش یافته و به صورت توده‌های کوچک مقیاس رخنمون دارند که می‌توانند دارای ارزش استخراج باشند. مهمّترین معادن سیلیس منطقه در بخش‌های شرقی و جنوب شرقی منطقه قرار دارند که در گذشته مورد بهره‌برداری قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۷- الف). بلورهای تورمالین بر روی سطح برخی از گنیس‌ها به صورت بلورهای ریز منشوری شکل یافت می‌شود.



الف



ب

شکل ۲-۷– الف) دورنمایی از معدن سلیس در بخش غربی مجموعه شترکوه، دید به سمت غرب، ب) رخنمونی از توده‌های کوچک مقیاس سیلیسی در بین گنیس‌های مجموعه شترکوه.

بر روی سطح برخی گنیس‌ها، اپیدوت‌زایی مشاهده می‌شود، اپیدوت‌ها حاصل دگرسانی هستند (شکل ۲-۸- الف). کلریتی شدن نیز در برخی از گنیس‌ها دیده می‌شود که به صورت لکه‌های سبز رنگی بر روی سطح گنیس‌ها و در محل درز و شکستگی‌ها قابل مشاهده است. در برخی زون‌های برشی گنیس‌های به شدت خرد شده نیز یافت می‌شود (شکل ۲-۸- ب).

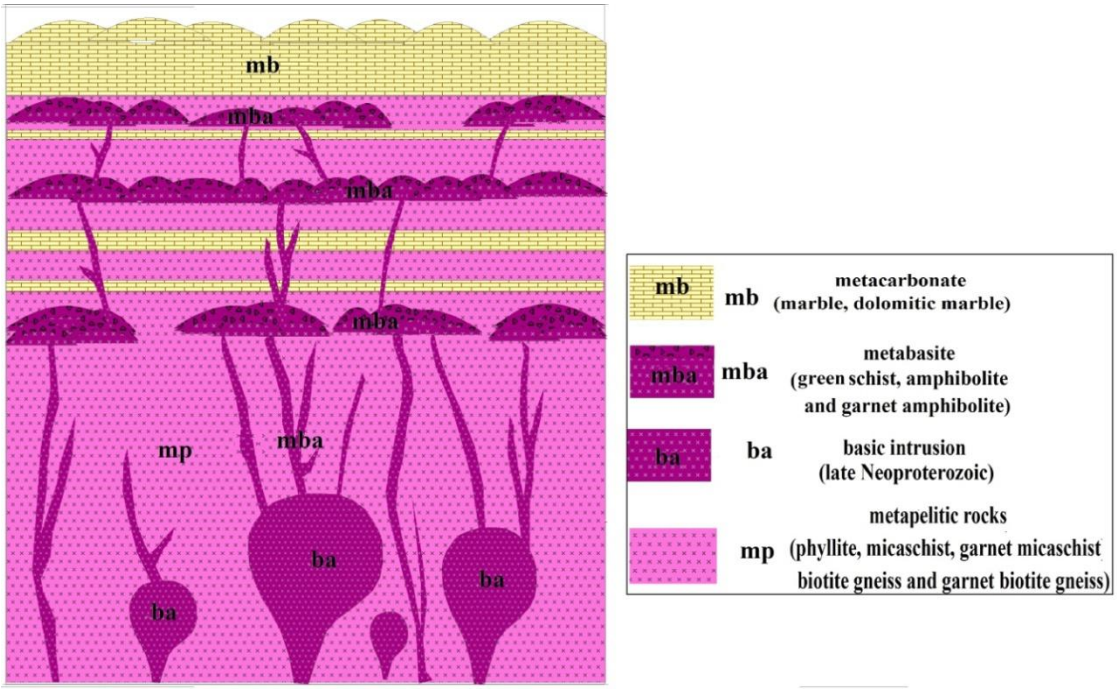


الف ب

شکل ۲-۸– الف) تصویری از اپیدوت‌زایی در امتداد درز و شکستگی‌های ایجاد شده در گنیس‌ها. ب) گنیس برشی شده واقع در زون برشی.

۲-۳-۲- متابازیت‌ها

بر اساس مشاهدات صحرایی و تعیین نحوه تشکیل متابازیت‌ها، سنگ‌های مادر آنها را می‌توان به ۳ دسته تقسیم کرد: ۱ – روانه‌های بازالتی زیردریایی و آتشفشانی – تخریبی‌های وابسته ۲- دسته دایک‌های دیابازی و ۳ - توده‌های آذرین پریدوتیتی (کومولایی)، الیوین‌گابرویی، گابرویی و دیوریتی. رابطه صحرایی بین سنگ‌های والد گروه‌های ترکیبی مختلف مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه به طور نمادین و بدون رعایت مقیاس در شکل ۲-۹ نشان داده شده است.



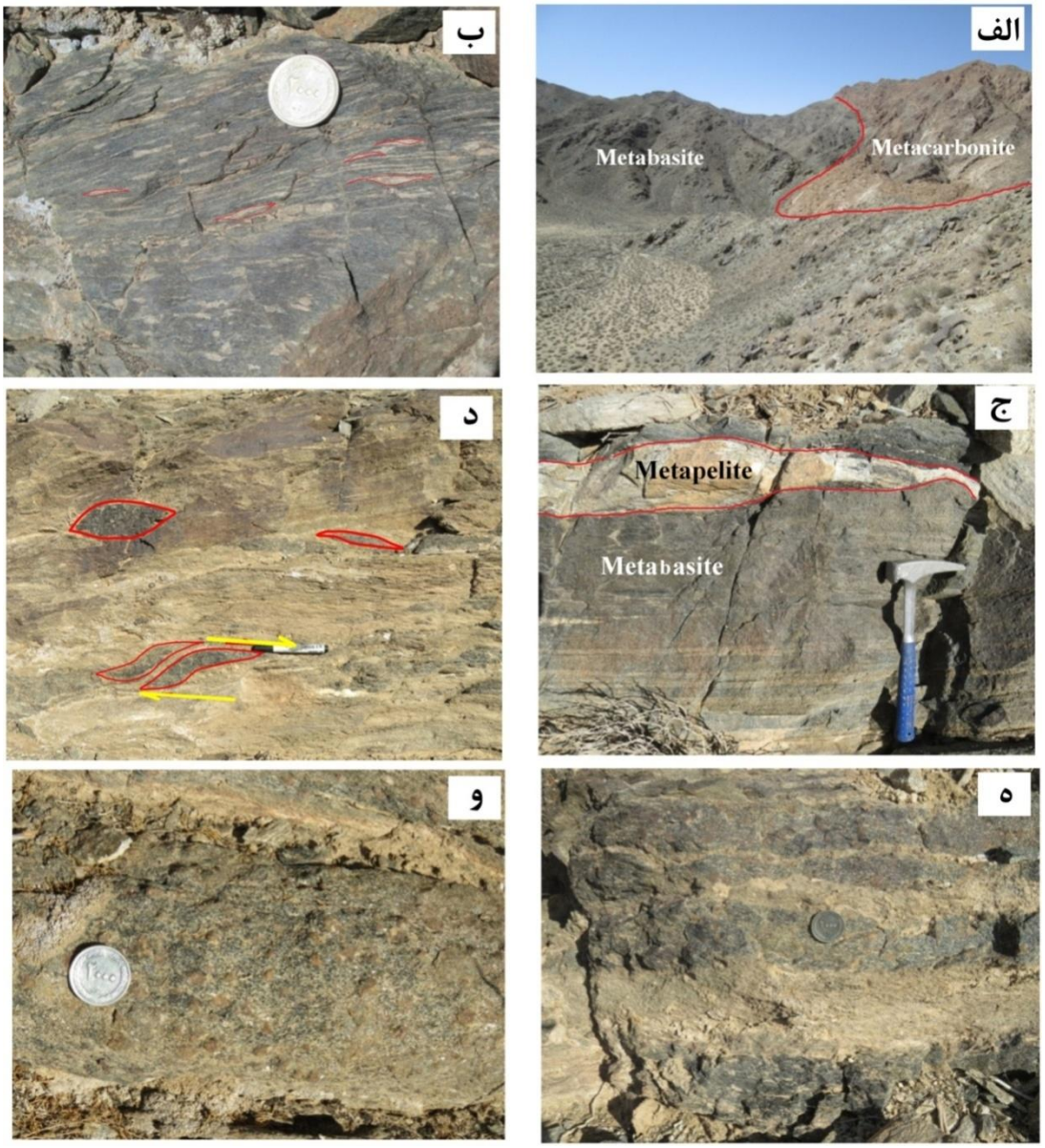
شکل ۲-۹– مدل نمادین برای نشان دادن نحوه تشکیل و جایگیری سنگ‌های بازیک (والد متابازیت‌ها) در توالی سنگی مجموعه شترکوه.

۲-۳-۲-۱- روانه‌های بازالتی

روانه‌های بازالتی زیر دریایی سنگ والد گروه مهمی از متابازیت‌ها هستند. این سنگ‌ها به صورت گدازه و آذرآواری‌های بازیک همراه آنها نظیر آگلومرا و توفیت‌های دارای مقادیر متغیّری قطعه سنگ، بلور و شیشه وجود داشته‌اند و اکنون به آمیزه‌ای درهم پیچیده و سبز رنگ تحول پیدا کرده‌اند. آنها به صورت یک نوار پهن در شمال تا شمال‌غرب مجموعه دگرگونی آذرین شترکوه یافت می‌شوند (به شکل ۲-۱۶- الف مراجعه کنید).

به سمت بالای این توالی، میان‌لایه‌های کربناتی (متاکربنات‌های کنونی) در بین متابازیت‌ها یافت می‌شوند (شکل ۲-۱۰- الف). میان‌لایه‌های شیلی که اکنون به صورت متاپلیت حضور دارند نیز همراه با این دسته از متابازیت‌ها یافت می‌شوند. در رخنمون‌های صحرایی هم هنوز در برخی نقاط حفرات ناشی از بافت بادامکی در این گروه از سنگ‌ها مشاهده می‌شود که گاهی در اثر دگرشکلی تغییر شکل بارزی را نشان می‌دهد (شکل ۲-۱۰- ب). حفره‌های موجود در بازالت‌های بادامکی دگرگون شده، عمدتاً به علّت تحمّل تنش‌های تکتونیکی به صورت دنباله‌های اشکی یا نوارهای کشیده مشاهده

می‌شوند. در شکل ۲-۱۰- د، به طور خاص می‌توان مشاهده کرد که قطعات بازالتی (که اکنون به صورت آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت دیده می‌شوند) در بین پلیت‌ها یا شیل‌های اولیه (که اکنون به صورت میکاشیست، گارنت میکاشیست و گارنت گنیس دیده می‌شوند) به طور پراکنده و با اشکال نامنظم تا دوکی شکل به وفور یافت می‌شوند. در اثر تحمّل تنش‌های تکتونیکی برخی از آنها اشکال ماهی‌گون یا بسیار کشیده‌ای به نمایش گذاشته‌اند.



شکل ۲-۱۰- الف) همبری متابازیت‌ها و متاکربنات‌ها در بخش شمال شرقی مجموعه شترکوه، ب) ساخت بادامکی ناشی از حفرات پر شده که بر اثر دگرگونی به صورت دنباله‌های اشکی یا نوارهای کشیده در آمده‌اند، ج و د) نمای نزدیکی از روانه‌های بازالتی دگرگون شده در لابلای متاپلیت‌ها، (جنوب شرق معدن میکای ملحه، دید به سمت شرق)، ه و و) گارنت آمفیبولیت‌های حاصل از دگرگونی گدازه‌های بازالتی زیردریایی.

۲-۳-۲-۲- دسته دایک‌های دیابازی

- دسته دایک‌های دیابازی در سراسر مجموعه شترکوه رخنمون دارند و می‌توان آنها را با فواصل چند متر تا چند ده متر در بین متاپلیت‌ها تعقیب کرد (شکل ۲-۱۱). تأیید دایک یا سیل بودن این دسته از متابازیت‌ها بسیار سخت است. چون این مجموعه‌ها دگرگون شده‌اند، چین‌خورده‌اند و شاید در مواردی با گسل‌ها نیز تغییر مکان داده‌اند. در بیشتر موارد این دسته از متابازیت‌ها برگوارگی بارزی هم‌راستا با برگوارگی سنگ‌های متاپلیتی میزبان نشان می‌دهند. در برخی نقاط، شواهدی از تفریق دگرگونی و جدایش لوکوسم‌های تونالیتی و مزوسوم‌های غنی از گارنت و هورنبلند سبز در آنها مشاهده می‌شود. آمفیبول‌های سوزنی شکل به همراه پلاژیوکلازهای جهت یافته به موازات آن‌ها، خطوارگی بارزی را ایجاد کرده‌اند که در نمونه دستی به وضوح قابل تشخیص است. به‌علاوه پورفیروبلاست‌های درشت گارنت در برخی آمفیبولیت‌ها ساخت پورفیروبلاستی بارزی را در مقیاس ماکروسکپی به نمایش گذاشته‌اند.

بر اساس مجموعه‌های کانیایی متابازیت‌ها (هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز و گارنت) و سنگ‌های همراه آنها (متاپلیت‌ها و متاکربنات‌ها)، شرایط دگرگونی آنها در حد دگرگونی درجه متوسط تا درجه بالا (شیست سبز تا آمفیبولیت بالایی) برآورد می‌شود که به تشکیل شیست سبز، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت منجر شده است. البته باید یادآوری کرد که سنگ‌های دارای درجه دگرگونی پایین (رخساره شیست سبز) نسبت به سنگ‌های دارای درجه دگرگونی متوسط تا بالا (آمفیبولیت تا آمفیبولیت بالایی) از رخنمون بسیار کمتری برخوردار هستند.

حضور این متابازیت‌های دارای منشاء آذرین در لابه‌لای سنگ‌های رسوبی دگرگون‌شده از اهمیّت فراوانی برخوردار است و در بررسی و تفسیر محیط تشکیل این سنگ‌ها و جایگاه ژئودینامیکی آن‌ها کمک مؤثری خواهد کرد. با توجه به اینکه متابازیت‌های مجموعه شترکوه، توسط مشتقات حاصل ذوب بخشی گنیس‌ها یا به عبارتی گرانیت‌های آناتکسی قطع شده‌اند می‌توان گفت آن‌ها به طور قطع از گرانیت‌ها یا آپلیت‌های گرانیتی قدیمی‌تر هستند.



الف



ب



ج

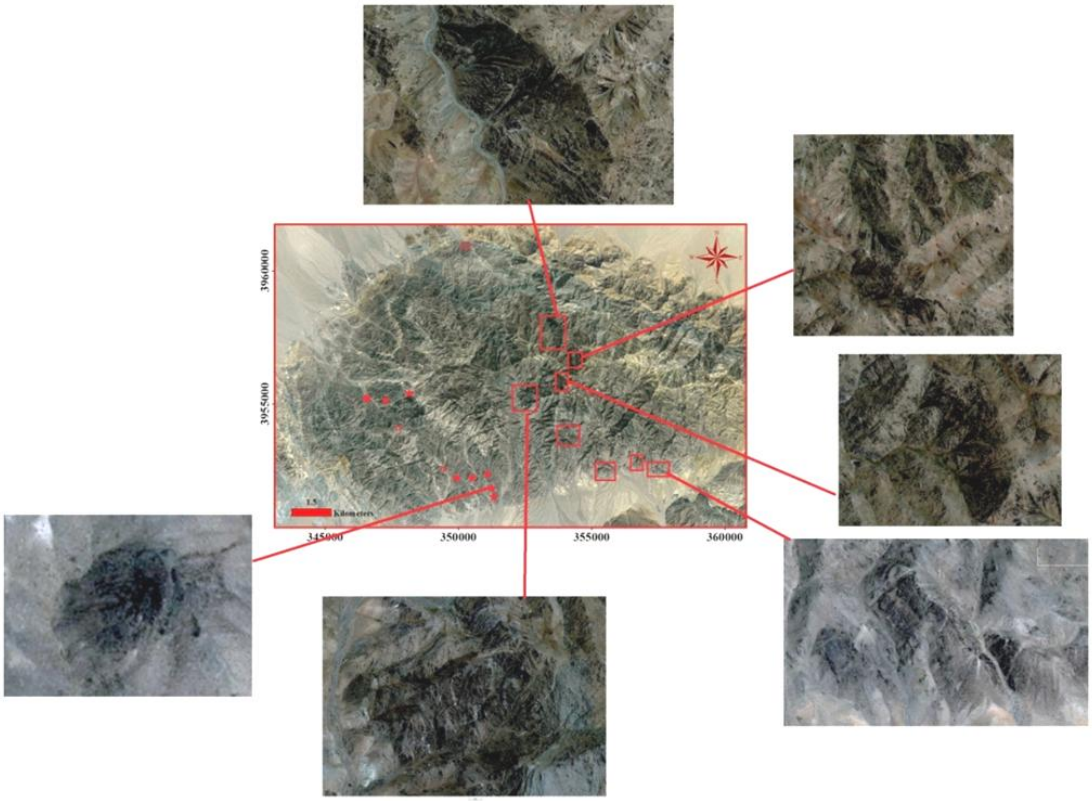


د

شکل ۲-۱۱- الف و ب) تصاویری از رخنمون سنگ‌های متابازیتی در مجموعه شترکوه. ج) دایک متابازیتی در میان متاپلیت‌های مجموعه شترکوه، د) حضور بارز گارنت در گارنت آمفیبولیت‌هایی که به احتمال زیاد از دگرگونی دایک‌ها یا سیل‌های بازالتی حاصل شده‌اند.

۲-۳-۲-۳- توده‌های گابرودیوریتی دگرگون شده (پریدوتیت، الیوین‌گابرو، گابرو و دیوریت)

توده‌های گابرودیوریتی بازیک دگرگون شده به صورت پراکنده در برخی از نقاط مجموعه دگرگونی شترکوه رخنمون دارند (شکل ۲-۱۲). این توده‌های نفوذی کوچک مقیاس در یک امتداد تقریباً شمالی جنوبی در مجموعه شترکوه مشاهده می‌شوند. از نظر سنگ‌شناسی این توده‌های نفوذی دارای ترکیب پریدوتیتی، الیوین گابرویی، گابرویی و دیوریتی هستند.



شکل ۲-۱۲– تصویر ماهواره‌ای مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه همراه با موقعیت برخی از توده‌های نفوذی بازیک، که اکنون آنها نیز دگرگون شده‌اند و غالباً به آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت تحول پیدا کرده‌اند. بخش میانی یا درونی آنها در برخی موارد تا حد زیادی سالم مانده‌اند و می‌توان ماهیت اولیه آنها را به راحتی تعیین کرد.

این توده‌های آذرین، در برخی موارد بر اثر تحمل دما و فشار زیاد چین‌خوردگی‌های زیبایی در مقیاس‌های ماکروسکپی تا میکروسکپی نشان می‌دهند. از ویژگی‌های جالب توجه این گروه سنگی حضور کانی ورقه‌ای فلوگوپیت، در آنها می‌باشد. در رخنمون‌های صحرایی کانی فلوگوپیت نورخورشید را منعکس کرده و بر سطح سنگ به صورت لکه‌های درخشان مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱۳- ج و د). حضور فلوگوپیت در سنگ‌های گابرودیوریتی با ماهیت گوشته‌ای آنها سازگار است و بیانگر بالا بودن پتاسیم در ماگمای تشکیل دهنده آنها می‌باشد. در آستانه اوج فرایندهای دگرگونی و همزمان با انجام ذوب‌بخشی در متاپلیت‌های میزبان، گابروها توسط مذاب‌های گرانیتی حاصل از آناتکسی، گسیخته شده و قطعات آنها به صورت شناور در سنگ‌های گرانیتی یافت می‌شود (شکل ۲-۱۳- و).

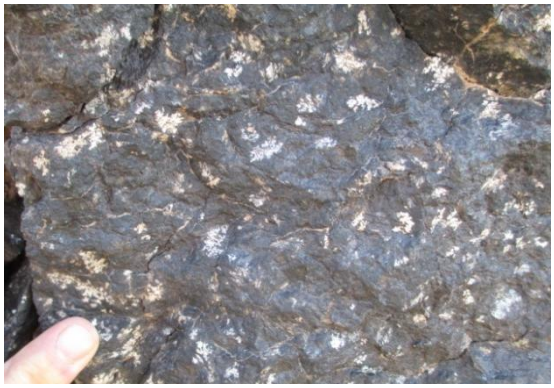
در بازدیدی که از رخنمون‌های توده‌های گابرویی پیرامون معدن میکای ملحه به عمل آمد، حقایق زیبایی درباره این سنگ‌ها آشکار شد که به اختصار به شرح آن می‌پردازیم. توده‌های گابرویی پیرامون معدن میکای ملحه (و یا به عبارت دقیق فیلونیت ملحه) در وسعتی کمتر از یک کیلومتر مربع رخنمون دارند. بررسی دقیق این توده‌های گابرویی نشان داد که در برخی از نقاط سنگ‌های گابرویی به شدت تیره رنگ هستند و ظاهری بسیار شبیه به هارزبورژیت نشان می‌دهند، ولی البته تیره رنگ‌تر هستند، ساخت غربالی (یا مش) و برگوارگی بارزی نشان می‌دهند. مقاطع میکروسکپی تهیه شده از این سنگ‌ها (شکل ۳- ۱۵) نشان داد که آنها فقط از الیوین و پیروکسن (کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن، البته کلینوپیروکسن‌ها فراوانتر هستند) تشکیل شده‌اند و هیچگونه کانی روشنی نظیر پلاژیوکلاز در آنها یافت نمی‌شود. فراوانی الیوین‌ها به ندرت از ۴۰ درصد حجم کل سنگ فراتر می‌روند. در مجموع با در نظر گرفتن مبانی نامگذاری سنگ‌های آذرین نام لرزولیت برای این سنگ‌ها منطقی به نظر می‌رسد. لازم به ذکر است این دسته از پریدوتیت‌ها نباید با پریدوتیت‌های وابسته به مجموعه‌های افیولیتی اشتباهاً یکسان فرض شوند. از سوی دیگر در سایر بخش‌ها، در این توده‌های گابرویی، تفریق یافتگی مشاهده می‌شود که به طور خاص در رخنمون‌های صحرایی، حضور پلاژیوکلاز به وضوح امری بدیهی است و سنگ نیز ساخت گرانولار تا پگماتوئیدی نشان می‌دهد. اعضای حدواسط بین این دو قطب، تیره رنگ هستند، از الیوین و پیروکسن سرشار هستند و مقادیر کمی پلاژیوکلاز و فلوگوپیت نیز در آنها دیده می‌شوند. فلوگوپیت‌ها در رخنمون‌های صحرایی قابل مشاهده هستند. این دسته از سنگ‌ها در واقع الیوین گابرو تا گابرو هستند و در برخی موارد حضور حاشیه کرونا یا حاشیه سمپلکتیتی در اطراف آنها (که در مقاطع نازک قابل مشاهده است) از ویژگی‌های بارز آنها محسوب می‌شود. در بخش‌های بسیار تفریق‌یافته، هورنبلند سبز و بیوتیت نیز به مجموعه کانیایی این سنگ‌ها اضافه شده‌اند، به طوری که نامگذاری آنها به عنوان گابرو تا دیوریت امری منطقی و معقول است.



الف



ب



ج



د



ه



و

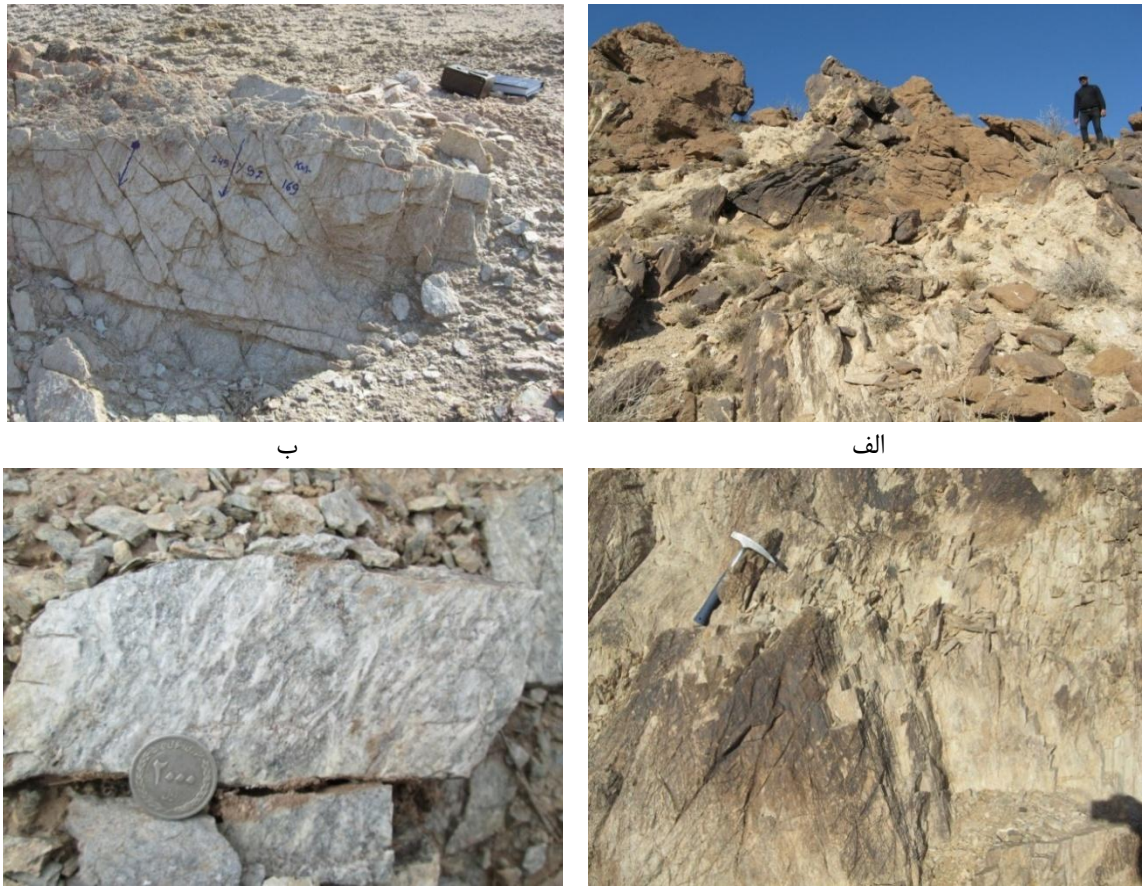
شکل ۲-۱۳– الف) رخنمونی از یک توده نفوذی کوچک مقیاس الیوین‌گابرویی در بخش جنوبی منطقه (جهت دید به سمت شرق)، ب) رخنمون از دایک گابرویی، ج) تصویری از الیوین گابرو دگرسان نشده در بخش جنوب غربی منطقه، کانی فلوگوپیت در سطح آن مشاهده می‌شود، د) کومولاهای پریدوتیتی دارای برگوارگی همراستا با گنیس‌های اطراف خود، واقع در بخش شرقی معدن میکای ملحه، ه) رخنمونی از گابرو با بافت آذرین اولیه، و) گسیختگی گابرودیوریت‌ها توسط مذاب‌های گرانیتی حاصل از آناتکسی.

در یک جمع‌بندی کلی، می‌توان استنباط کرد که به احتمال زیاد بخشی از توده‌های نفوذی بازیک کوچک مقیاس به شکل سیل جایگزین شده‌اند. در ابتدای مراحل تفریق بلوری، بلورهای الیوین و پیروکسن از مذاب جدا شده‌اند و به صورت ثقلی، ته نشین شده‌اند و در واقع کومولاهای پریدوتیتی

کنونی را به وجود آورده‌اند. سپس مذاب‌های باقیمانده، متحمل تبلور تفریقی شده‌اند و پلاژیوکلاز به جمع کانی‌های سازنده سنگ‌ها اضافه شده است. ابتدا گابروهای سرشار از الیوین تبلور یافته‌اند، سپس از فراوانی الیوین کاسته شده و بر فراوانی پیروکسن و پلاژیوکلاز افزوده شده است و گابروهای الیوین-فلوگوپیت‌دار یا گابروهای فلوگوپیت‌دار و گابروهای متداول، تشکیل شده‌اند. در مراحل پایانی با جدا شدن کانی‌های بی‌آب، بر مقدار آب مذاب‌های باقیمانده افزوده شده و به جای پیروکسن هورنبلند سبز و در مواردی بیوتیت تبلور یافته است. در ضمن پلاژیوکلازهای بیشتری نیز متبلور شده‌اند و ترکیب سنگ به سوی دیوریت تحول پیدا کرده است. مجموع این شواهد نشان می‌دهد که ماگماهای سرشار از Fe، Mg، K و تا حدودی P که از گوشته سرچشمه گرفته‌اند، خود را به ترازهای میانی تا بالایی پوسته رسانده و در بین توالی اولیه جای گرفته‌اند و متحمل تبلور تفریقی شده‌اند. وقوع فرایند تبلور تفریقی در آنها، تنوع سنگی و کانی‌شناسی قابل توجهی را در آنها به دنبال داشته است. در نهایت این سنگ‌ها، همراه با سنگ‌های میزبان خود متحمل دگرشکلی و تغییرات ترکیبی ناشی از دگرگونی قرار گرفته‌اند، که به زبان بسیار ساده، آمفیبولیتی شدن آنها و گاه تشکیل مذاب‌های تونالیتی از آنها در طی فرایند دگرگونی و میگماتیت‌زایی، بارزترین تحولات سنگ‌شناسی بعدی آنها می‌باشند که در بخش پتروگرافی به گوشه‌ای از این وقایع پرداخته شده است.

۲-۳-۳- متاریولیت

متاریولیت‌ها، سنگ‌هایی هستند که برای اولین‌بار در سرزمین‌های گندوانایی جنوب‌شرق شاهرود گزارش می‌شوند. متاریولیت‌ها به عنوان یکی از واحدهای سنگی آذرین دگرگون شده در بخش‌های جنوبی و شمالی مجموعه شترکوه رخنمون دارند. این سنگ‌ها در صحرا به رنگ سفید تا خاکستری روشن دیده می‌شوند و معمولاً در بین متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها رخنمون دارند (شکل ۲-۱۴- الف). آنها دارای ساخت بلاستوفیری و پورفیروکلاستی هستند و در ضمن خطوارگی و برگوارگی بارزی نشان می‌دهند (شکل ۲-۱۴- ب و ج).



الف ب

ج د

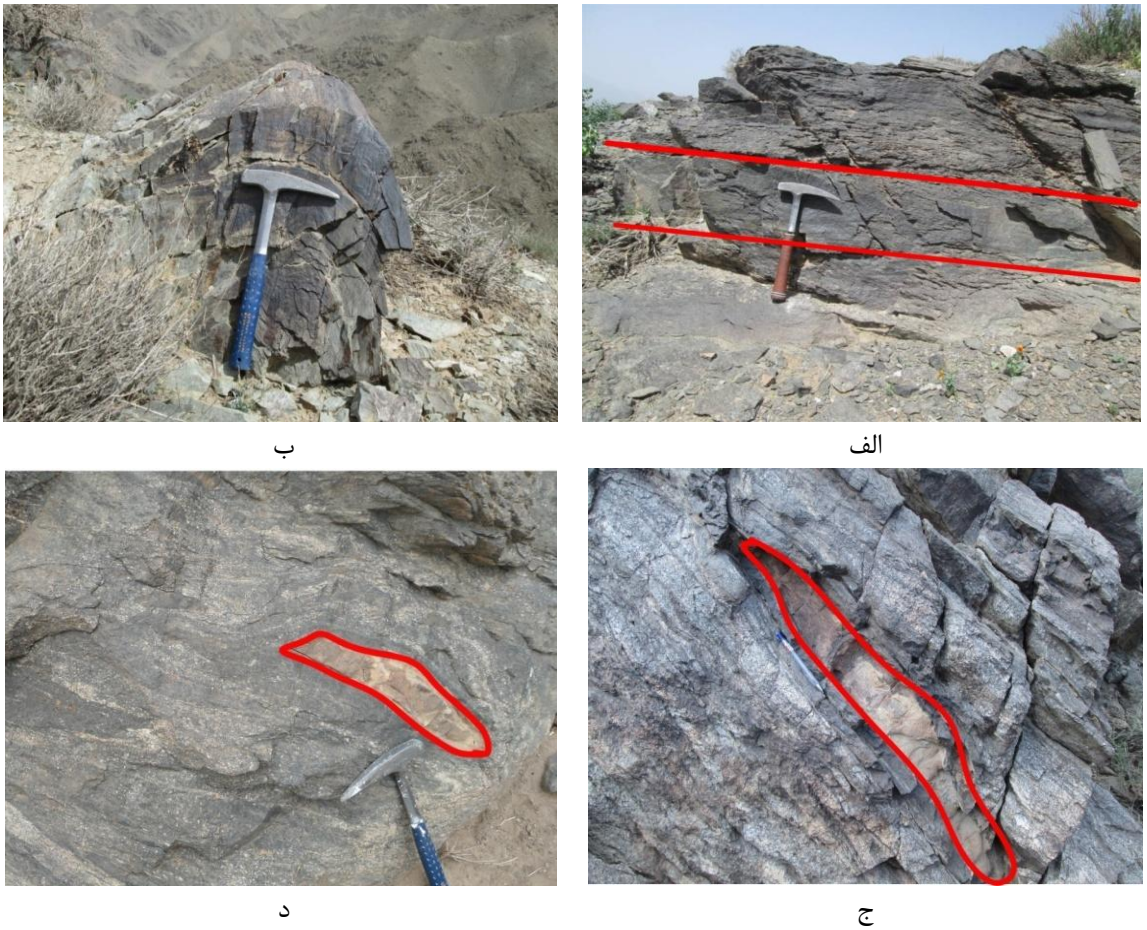
شکل ۲-۱۴- الف) رخنمون صحرایی متاریولیت‌ها همراه با متاکربنات‌ها، متابازیت‌ها و افق‌هایی از اکسیدهای آهن و منگنز دگرگون شده، ب و ج) متاریولیت‌های سفید رنگ دارای خطوارگی و برگوارگی بارز، ج) فنوکریست‌ها یا بلاستوفیرهای کوارتز در سطح متاریولیت‌های متعلق به بخش‌های شمال شرقی مجموعه شترکوه.

در برخی نقاط متاریولیت‌ها با توده‌های سنگی غنی از آهن و منگنز دگرگون‌شده همراه هستند. این متاریولیت‌ها شواهد بارزی از میلونیت‌زایی درجه متوسط تا درجه بالا را نشان می‌دهند. این متاریولیت‌ها با همین خصوصیات همچنین در مجموعه ماجراد (شمال تنگه ماجراد) و دوچاه (شمال شرق آغل سرخ تول) رخنمون دارند (ویس‌کرمی و همکاران، ۱۳۹۵).

۲-۳-۴- متاسندستون‌ها (متاپسامیت‌ها و متا گری‌وک‌ها)

متاسندستون‌ها سنگ‌هایی با ترکیبات کوارتز فلدسپاتی دگرگون شده و یا متاسندستون‌هایی (متاپسامیتی) هستند که غالباً در مجموعه دگرگونی شترکوه همراه با متاکربنات‌ها رخنمون دارند. این

سنگ‌ها به صورت میان لایه‌های متاسندستونی رخنمون دارند و گاهی نیز به صورت نودول‌هایی با اندازه کمتر از نیم متر در درون متاپلیت‌ها یافت می‌شوند (شکل ۲- ۱۵- ج و د).



الف ب

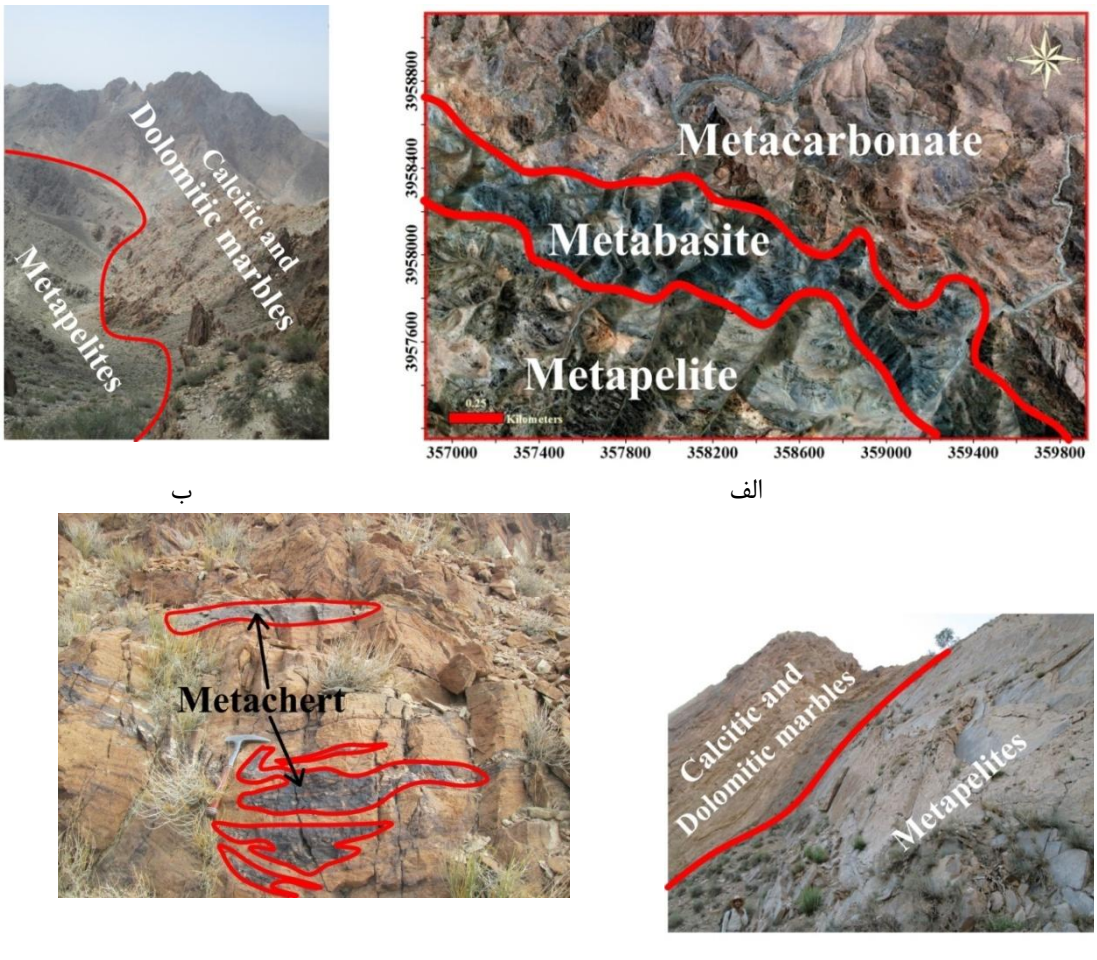
ج د

شکل ۲-۱۵- الف) لایه متاسندستونی در واحد متاپلیتی، ب) متاسندستون چین‌خورده در بخش شمالی مجموعه شترکوه، ج و د) رخنمون‌هایی از حضور متاپسامیت‌ها به صورت نودول در دورن متاپلیت‌های مجموعه شترکوه (شمال پاسگاه جمیل).

۲-۳-۵- متاکربنات‌ها

متاکربنات‌ها (مرمرهای کلسیتی و دولومیتی) گروه دیگری از سنگ‌های دگرگونی مجموعه شترکوه هستند. این سنگ‌ها، به‌صورت میان‌لایه‌ها یا لایه‌هایی از مرمرهای آهکی و مرمرهای دولومیتی فاقد فسیل رخنمون دارند، این افق‌های سنگی ضخیم لایه، به‌ویژه در بخش‌های شمالی مجموعه شترکوه، منطقه‌ای به وسعت چندین کیلومتر مربع را به خود اختصاص داده‌اند، به‌گونه‌ای که در تصاویر ماهواره‌ای به‌واسطه اختلاف رنگ بارز با دیگر سنگ‌های دگرگونی به‌راحتی قابل‌تشخیص و تفکیک می‌باشند (شکل ۲-۱۶- الف) و در بخش‌های جنوبی و جنوب غربی نیز به صورت چندین برونزد

پراکنده مشاهده می‌شوند. در بخش شمالی، حضور لایه‌های متاکربناتی به صورت میان‌لایه به همراه سنگ‌های متاپلیتی و متاسندستونی نشان‌دهنده تناوب رسوبگذاری در حوضه رسوبی اولیه می‌باشد و بیانگر تغییر شرایط رسوب‌گذاری و هم‌سنی آن‌ها می‌باشد. به سمت رأس توالی رسوبی اولیه بر تعداد افق‌ها و لایه‌های متاکربناتی افزوده شده و در رأس توالی کاملاً به بخش‌های آهکی و دولومیتی دگرگون‌شده ضخیم‌لایه ختم شده است (شکل ۲-۱۶).



ب الف

د ج

شکل ۲-۱۶- الف) تصویر ماهواره‌ای بخش شمال شرقی مجموعه دگرگونی شترکوه، متاکربنات‌ها به‌واسطه اختلاف رنگ با دیگر سنگ‌های دگرگونی به‌راحتی قابل‌تشخیص و تفکیک می‌باشند، ب و ج) دورنمایی از مرز بین متاکربنات‌ها و متاپلیت‌ها، دید به سمت شمال غرب، د) نمای نزدیکی از متادولومیت‌های تبلورمجدد یافته همراه با متاچرت‌های سیلیسی غنی از آهن و منگنز.

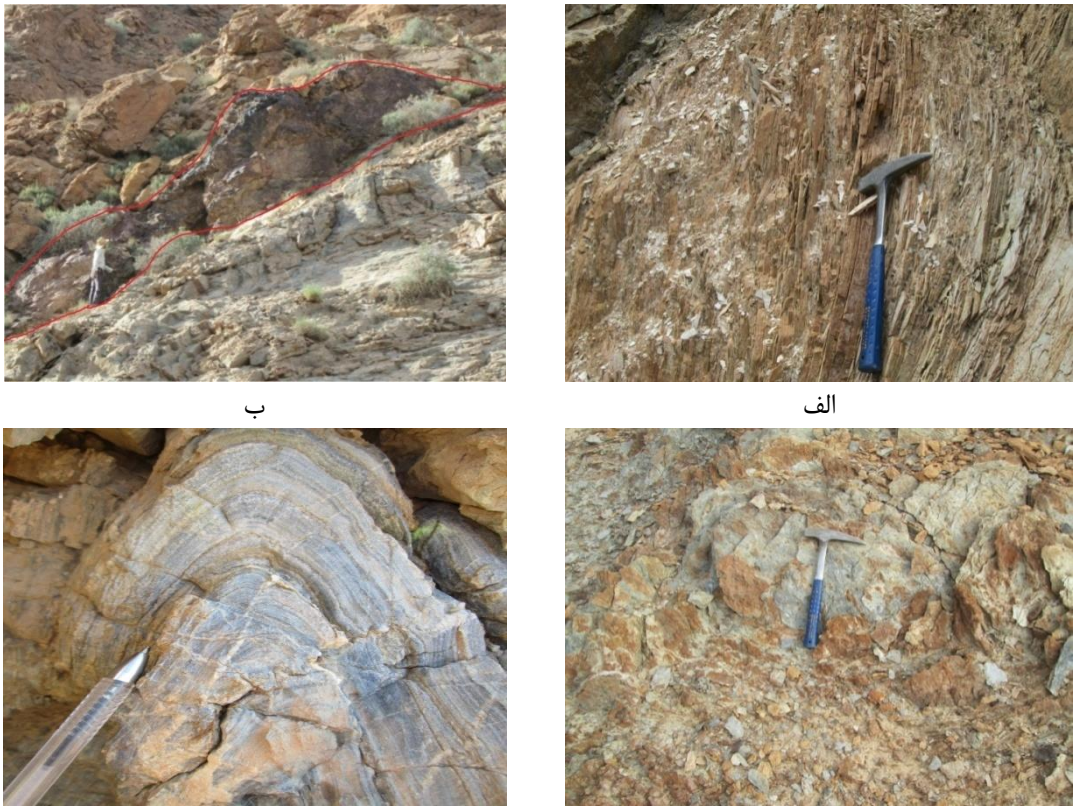
در بخش‌هایی از مرز بین متاکربنات‌ها و مجموعه‌های سنگی زیرین آنها، این سنگ‌ها (متاکربنات‌ها) به صورت تدریجی و با فواصل کم در بین متاپلیت‌ها تکرار شده‌اند. این امر مؤید ارتباط این

متاکربنات‌ها با مجموعه‌های سنگی زیرین است و تعلق داشتن این سنگ‌ها به توالی رسوبی اولیه را تأیید می‌کند. همچنین از ویژگی‌های متاکربنات‌ها می‌توان در تعیین نوع حوضه رسوبی قدیمی و شرایط رسوبگذاری حوضه استفاده کرد. بنابراین به لحاظ رابطه هندسی متاکربنات‌ها با متاپلیت‌ها بسیار حائز اهمیّت می‌باشند و ذکر آنها به عنوان واحدهای دگرگونی رخنمون یافته در رأس تولی رسوبی- تخریبی مورد مطالعه حائز اهمیّت بوده و تأییدی بر جایگاه تشکیل آنها در حوضه‌های رسوبی تخریبی کم‌عمق تا نسبتاً عمیق می‌باشد. از شواهد دگرگونی در این سنگ‌ها می‌توان به تبلور دوباره کانی‌ها، درشت‌تر شدن اندازه دانه‌ها و تغییر رنگ از خاکستری به روشن (کرم تا قهوه‌ای روشن) اشاره کرد. همچنین این سنگ‌ها در مقایسه با آهک و دولومیت‌های غیر دگرگونه، از استحکام بیشتری برخوردارند.

معمولاً دولومیت‌ها دارای سطحی تازه به رنگ‌های قهوه‌ای، نخودی تا کرم و آغشته به اکسیدهای منگنز سطحی هستند و به شدّت متحمّل تبلور دوباره ناشی از دگرگونی شده‌اند. در لابلای دولومیت‌ها، افق‌های غنی از مواد آلی سیاه رنگ و چرت‌های سیلیسی غنی از آهن و منگنز نیز دیده می‌شود و گاهی چین‌خورده و چین‌های روده‌ای شکل زیبایی را نشان می‌دهند. در برخی نقاط همراه با متاکربنات‌ها، کانه‌زایی موضعی مس به صورت مالاکیت دیده می‌شود. احتمالاً مس موجود در ترکیبات شیلی در حین دگرگونی از آن‌ها خارج شده و در افق‌های کربناته به دام افتاده و با توجه به حضور گسترده آنیون‌های کربناته و بی‌کربناته، شرایط لازم برای کانه‌زایی مالاکیت فراهم شده است (شکل ۲-۱۷). به همراه متابازیت‌های منطقه دوچاه (شمال آغل پروبال) کانه‌زایی ضعیفی از مس مشاهده شده است. متابازیت‌های این منطقه نیز بخشی از سرزمین‌های پی‌سنگی و دارای سن نئوپروتروزوئیک می‌باشد.

بر اساس مشاهدات صحرایی صورت گرفته در مناطق ماجراد، دوچاه، دلبر و شترکوه در شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی و همچنین در ایران مرکزی نظیر منطقه ساغند، ناتک و ...، می‌توان گفت که تناوب متاپلیت، متاکربنات، متاپسامیت، متابازیت‌ها و متاریولیت‌ها بیانگر وجود توالی رسوبی اولیه‌ای

متشکل از شیل، آهک و دولومیت، ماسه‌سنگ، بازالت و گاهی ریولیت است، پس می‌توان نتیجه گرفت که این توالی رسوبی اولیه نشانگر رسوبگذاری در محیط‌های کم عمق تا نیمه عمیق می‌باشد. در این گونه حوضه‌های کم عمق تا نیمه عمق عمدتاً کربنات‌ها بخش‌های بالایی توالی‌های رسوبی اولیه را به خود اختصاص داده‌اند.



الف ب ج د

شکل ۲-۱۷- الف) تصویر صحرایی نشاندهنده آهک‌های نازک لایه و متورق در بخش شمال شرقی منطقه شترکوه، ب) کانه‌زایی آهن و منگنز همراه با متاکربنات‌های بخش شمال شرقی مجموعه شترکوه، ج) حضور بخش‌هایی از واحد کربناته در لابلای واحد شیستی در بخش غربی مجموعه شترکوه، د) مرمرهای چین خورده رخنمون یافته در بخش جنوبی منطقه شترکوه.

۲-۳-۶- میگماتیت‌ها

در مجموعه دگرگونی شترکوه، دگرگونی در بالاترین درجه خود تا حد آناتکسی و تشکیل مذاب‌های متناسب با سنگ مادر خود، پیش رفته است. در متاپلیت‌ها میگماتیت‌زایی به تشکیل آپلیت‌های گرانیتی و در متابازیت‌ها، میگماتیت‌زایی به تشکیل گرانودیوریت، تونالیت و پلاژیوگرانیت منجر شده

است. تشکیل بسته‌های گرانیتی و تونالیتی کوچک مقیاس در بخش‌های وسیعی از منطقه شترکوه مشاهده می‌شود.

۲-۳-۶-۱- میگماتیت‌زایی در متاپلیت‌ها

هندسه لوکوسوم‌ها و گرانیت‌های با حجم کم، الگوی تولید و جریان مذاب‌های گرانیتی در پوسته را نشان می‌دهد (Brown & Rushmer 1997؛ Sawyer, 1998؛ Brown & Solar, 1999؛ Brown et al., 1999؛ Solar & Brown, 2001). از این جهت می‌توان گفت که مطالعه میگماتیت‌ها می‌تواند اطلاعات مفید و ارزشمندی را در اختیار ما قرار دهد.

در اثر فرایندهای پیشرونده دگرگونی، واکنش‌هایی نظیر تخریب، آبزدایی و شکست بیوتیت انجام می‌گیرد. در نتیجه فراوانی بیوتیت کاهش می‌یابد و در مقابل فراوانی ارتوز افزایش پیدا می‌کند. این تحوّلات به همراه مناظر میگماتیتی ایجاد شده در آنها حاکی از شروع ذوب‌بخشی و ایجاد مذاب‌های فلسیک متشکّل از کوارتز، ارتوز و پلاژیوکلاز می‌باشد. واکنش زیر، چگونگی شکل‌گیری ارتوز از تخریب و آبزدایی بیوتیت در این سنگ‌ها را نشان می‌دهد:

$$K\,(Fe, Mg)_3\,AlSi_4O_{10}(OH)_2 \rightarrow KAlSi_3O_8 + 3\,(Fe^{+2} + Mg^{+2}) + SiO_2 \quad (۲-۱)$$

(بلاغی، ۱۳۹۳)

بر اساس این واکنش، ایجاد کوارتز و ارتوز، به تغییر رنگ سنگ و گرایش آن به سمت رنگ‌های روشن‌تر منجر می‌شود. این تغییرات در بخش‌های وسیعی از مجموعه دگرگونی شترکوه به وضوح مشاهده می‌شوند. به‌نظر می‌رسد ذوب‌بخشی درجا (in situ melting) در ایجاد نواربندی گنیسی در گنیس‌های درجه بالا و میگماتیت‌ها نقش مؤثّری دارند (Barker, 2004). میگماتیت‌های منطقه شترکوه غالباً حاصل تفکیک دگرگونی و یا ذوب‌بخشی درجا می‌باشند. مذاب‌های حاصل از ذوب‌بخشی گنیس‌ها، به صورت رگه‌ها و بسته‌های متشکل از کوارتز و فلدسپارآلکالن در لابلای این سنگ‌ها تظاهر یافته‌اند. این بخش‌ها غالباً به رنگی روشن‌تر از زمینه سنگ مشاهده می‌شوند و از کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز و بیوتیت تشکیل شده‌اند. فراوانی بیوتیت در بخش‌های فلسیک بسیار کمتر از بخش‌های تیره‌رنگ زمینه سنگ است.

بر اساس مطالعات صحرایی، رشد پورفیروبلاست‌های فلدسپار آلکالن و ایجاد لامینه‌های غنی از ارتوز در مقیاس میلیمتری در سنگ‌های گنیسی صورت گرفته است. به طوری که ضخامت لامینه‌ها به تدریج افزایش یافته و رگه‌های ریز مقیاس با ضخامت چند سانتیمتری و در نهایت رگه‌های پگماتیتی با ضخامت چند سانتیمتر تا چند متری تشکیل شده‌است (شکل ۲-۱۸). این بخش‌ها، غنی از ارتوز و کوارتز هستند و در برخی مواقع با تورمالین و موسکوویت همراه می‌باشند. لازم به ذکر است اثرات دگرریختی را نیز می‌توان به عنوان عامل دیگر در ایجاد نواربندی گنیسی در سنگ‌های گنیسی مجموعه دگرگونی شترکوه مدّ نظر قرار داد.

متاتکسیت‌ها به عنوان میگماتیت‌های ناهمگن معرفی شده‌اند که به دلیل مقدار پایین کسر مذاب، ساختارهای قبل از ذوب، به‌خوبی در بخش پالئوسوم و حتی در بخش ملانوسوم (بخش تیره نئوسوم) حفظ شده است (Sawyer & Brown, 2008). در اینگونه میگماتیت‌ها ممکن است بخش نئوسوم به لوکوسوم و ملانوسوم تفکیک شود و یا مذاب (لوکوسوم) و بخش تیره (ملانوسم) بدون جدایش در نئوسوم ایجاد شده باقی بمانند. در بیشتر بخش‌های متاپلیتی مجموعه شترکوه، مناظر میگماتیتی به وضوح مشاهده می‌شود. در این سنگ‌ها، متناسب با حجم مذاب، ساختارهایی از جمله، بسته‌ای (Patches)، رگه‌ای، میگماتیت‌های لایه‌ای (استروماتیتی) و چین‌خورده ایجاد شده‌اند (شکل ۲-۱۸-ج). اولین مذاب‌های ایجاد شده (لوکوسوم) از ترکیب کوارتز + آلکالی فلدسپار تشکیل شده که غالباً به شکل بسته و یا رگه توسط بخش ملانوسوم متشکل از بیوتیت و دیگر فازهای مافیک همانند هورنبلند و گارنت موجود در سنگ والد در برگرفته می‌شود (Sawyer, 2008). سنگ‌های متاپلیتی دارای برگوارگی بارزی هستند، لذا نفوذ و جایگیری مذاب‌های حاصل از ذوب‌بخشی به موازات سطوح لایه‌بندی و برگوارگی، به شکل‌گیری میگماتیت‌های استروماتیتی منجر می‌شوند. وقایع مشابهی در مجموعه دگرگونی شترکوه به وقوع پیوسته است که در شکل ۲-۱۸، شواهدی از آنها نمایش داده شده است.

مشاهدات صحرایی نشان می‌دهند که مکانیسم اصلی در ایجاد ساختارهای میگماتیتی در منطقه، جدایش محدود مذاب از باقیمانده آن بدون مهاجرت گسترده (لوکوسوم درجا) باشد. لذا لایه‌های حاصل شامل لوکوسوم و مواد باقیمانده به طور کامل می‌باشد (Brown, 1995؛ Sawyer, 2008). در مواردی که میگماتیت در طی فازهای تکتونیکی بعدی متحمل چین‌خوردگی شود، ساخت‌های چین‌خورده حاصل می‌شوند. در واقع اگر در میگماتیت‌های حاوی فاز مذاب (متاتکسیت و یا دیاتکسیت) چین‌خوردگی صورت گیرد، چین‌های تیگماتیک در آنها ایجاد می‌شود.



الف



ب



ج



د

شکل ۲-۱۸- الف) توسعه نوارهای تیره و روشن (مزوسوم و لوکوسم) و تشکیل پهنه‌های باریک گرانیتی (در مقیاس سانتیمتری) (عریض‌ترین نوار سفید رنگ) بیانگر ساختار میگماتیتی لایه‌ای یا استروماتیک. در این نمونه‌ها تفکیک‌شدگی بخش‌های تیره و روشن به‌وضوح دیده می‌شود. بخش‌های تیره غنی از بیوتیت و بخش‌های روشن غنی از کوارتز، ارتوز و پلاژیوکلاز هستند، ب ساختار میگماتیتی تیگماتیک و ج) گنیس‌های میگماتیتی چین‌خورده، بخش‌های لوکوسم و ملانوسم به صورت چین‌خورده دیده می‌شوند و بیانگر وقوع فرایند میگماتیتی شدن در خلال حاکمیت تنش‌های فشاری است. د) تشکیل پگماتیت سرشار از ارتوز و کوارتز در بین گنیس‌های مجموعه دگرگونی شترکوه.

۲-۳-۶-۲- میگماتیت‌زایی در متابازیت‌ها

متابازیت‌ها معمولاً برگوارگی بارزی از خود نشان می‌دهند. برگوارگی آنها با برگوارگی سنگ‌های متاپلیتی میزبانشان هماهنگ و همراستا است. در برخی نقاط شواهدی از تفریق دگرگونی و جدایش لوکوسم‌های تونالیتی و مزوسوم‌های غنی از گارنت و هورنبلند سبز در متابازیت‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱۹). درجه دگرگونی در این گروه ترکیبی نیز همزمان با متاپلیت‌ها، به طور یکسان تغییر یافته است به گونه‌ای که می‌توان استنباط کرد، سنگ والد این سنگ‌ها همزمان با یکدیگر متحمل فازهای دگرگونی مشابه و با درجات دگرگونی یکسانی شده‌اند. تغییرات کانی‌شناسی و بافتی، ظهور پورفیروبلاست‌های درشت گارنت در هر دو گروه ترکیبی و در نهایت نتایج دما- فشارسنجی آنها همگی نشانگر وقوع رخداد دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده از حد رخساره شیست‌سبز تا آمفیبولیت بالایی می‌باشند (به فصل‌های آتی رجوع کنید). این رخداد تا رسیدن به مرحله ذوب‌بخشی و وقوع فرایند آناتکسی پیش‌رفته و به تشکیل مذاب‌های تونالیتی یا پلاژیوگرانیتی منجر شده است.

متابازیت‌ها نیز همانند متاپلیت‌ها دارای برگوارگی بارزی هستند لذا نفوذ و جایگیری مذاب‌های حاصل از ذوب‌بخشی با ترکیب تونالیتی، به موازات سطوح لایه‌بندی و برگوارگی، به شکل‌گیری میگماتیت‌های استروماتیتی در آنها منجر شده است (شکل ۲-۱۷). پدیده جدایش مذاب از باقیمانده آن بدون مهاجرت گسترده (لوکوسوم درجا) مکانیسم اصلی در ایجاد ساختارهای میگماتیتی در این سنگ‌ها بوده است. همچنین گاهی این میگماتیت‌ها در طی فازهای تکتونیکی بعدی متحمل چین‌خوردگی شده و ساخت‌های چین‌خورده زیبایی (تیگماتیک) را به نمایش گذاشته‌اند (شکل ۲-۱۷- د).



الف ب



ج د

شکل ۲-۱۹- الف) حضور گسترده گارنت‌های دیرگداز در بخش‌های لوکوسمی آمفیبولیت میگماتیتی چین‌خورده، ب) تصویری از یک آمفیبولیت میگماتیتی لایه‌ای با بخش های روشن و تیره واضح، ج) ظهور ساختار میگماتیتی در گارنت آمفیبولیت‌ها. د) آمفیبولیت چین‌خورده همراه با نوارهای سفید رنگ تونالیتی.

۲-۳-۷- آپلیت‌ها، پگماتیت‌ها و گرانیت‌ها

بر اساس مطالعات صحرایی می‌توان طیفی از سنگ‌های دگرگونی از متاپلیت‌ها تا میگماتیت‌ها را مشاهده نمود که در طی یک رژیم دگرگونی مراحل تکوینی خود را پشت سر گذاشته‌اند و در مراحل پایانی به آستانه گرانیت‌زایی نیز رسیده‌اند. شواهد تبدیل تدریجی گنیس‌ها به گرانیت‌ها در منطقه دلبر، بندهزارچاه و جندق نیز به وضوح مشاهده می‌شود. با رسیدن به مرحله آناتکسی، لامینه‌های غنی از ارتوز در مقیاس میلی‌متری در سنگ‌های گنیسی ایجاد شده و ضخامت لامینه‌ها به تدریج افزایش یافته و رگه‌های ریز مقیاس با ضخامت چند سانتیمتری و در نهایت رگه‌های پگماتیتی با ضخامت چند سانتیمتر تا چند متری تشکیل شده‌است. رگه‌های ریز مقیاس از مذاب‌های گرانیتی،

برگوارگی گنیس‌های چین‌خورده و میلونیتی‌شده را قطع کرده‌اند و نوارهای باریک غنی از فلدسپار آلکالن و کوارتز در گنیس‌های چشمی ایجاد کرده‌اند (شکل ۲-۲۰).



شکل ۲-۲۰- نمایی از نوارهای باریک غنی از فلدسپار آلکالن و کوارتز در گنیس‌های چشمی. توجه نمایید که محصولات حاصل از تبلور درجای مذاب‌های گرانیتی، برگوارگی گنیس‌های چین‌خورده و میلونیتی‌شده را قطع کرده‌اند.

با افزایش حجم مذاب، جدایش و تزریق مواد مذاب به درون سنگ‌های میزبان، لوکوگرانیت‌ها به صورت توده‌های کوچک مقیاس و یا رگه‌های آپلیتی- پگماتیتی حاوی کوارتز، ارتوز، تورمالین و موسکوویت تشکیل شده‌اند (شکل ۲-۲۱).

مطالعات صحرایی حاکی از میگماتیت‌زایی در بخش‌های قابل توجهی از مجموعه دگرگونی شترکوه و ایجاد مذاب‌های فلسیک حاصل از ذوب‌بخشی سنگ‌های دگرگونی در این مجموعه است. لیکن مذاب‌های تولید شده، عمدتاً کم بوده و به ندرت توده‌های آذرین بزرگ به هم پیوسته‌ای را تشکیل داده‌اند. با این وجود در برخی از بخش‌های مجموعه شترکوه، توده‌های گرانیتی کوچک مقیاس مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۲۱- ه و و).



الف



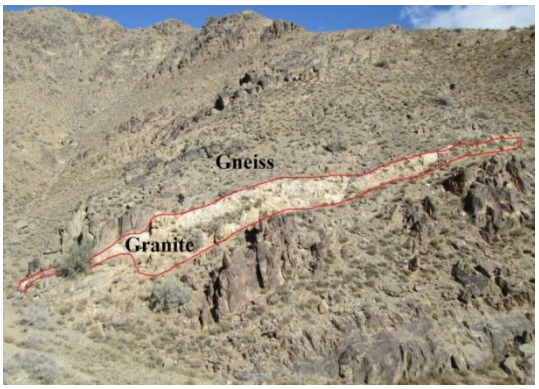
ب



ج



د



ه



و

شکل ۲-۲۱- الف و ب) رگه پگماتیتی شکل گرفته در بین گنیس‌ها که متشکل از کوارتز، ارتوز ± پلاژیوکلاز ± تورمالین می‌باشد. ج و د) وجود رگه پگماتیتی تورمالین‌دار در گنیس‌ها. ه) تشکیل گرانیت حاصل از ذوب بخشی گنیس‌ها. لکه‌های تورمالین معمولاً در این گرانیت‌های نوظهور مشاهده می‌شود. و) رخنمونی نسبتاً بزرگی (چند ده تا چند صد متر مربعی) از گرانیت‌ها در بخش شرقی مجموعه شترکوه.

۲-۳-۸- تونالیت‌ها

در برخی متابازیت‌های مجموعه دگرگونی شترکوه، شواهدی از تفریق دگرگونی و جدایش لوکوسم‌های تونالیتی و مزوسوم‌های غنی از گارنت و هورنبلند سبز مشاهده می‌شود. تغییرات کانی‌شناسی و بافتی،

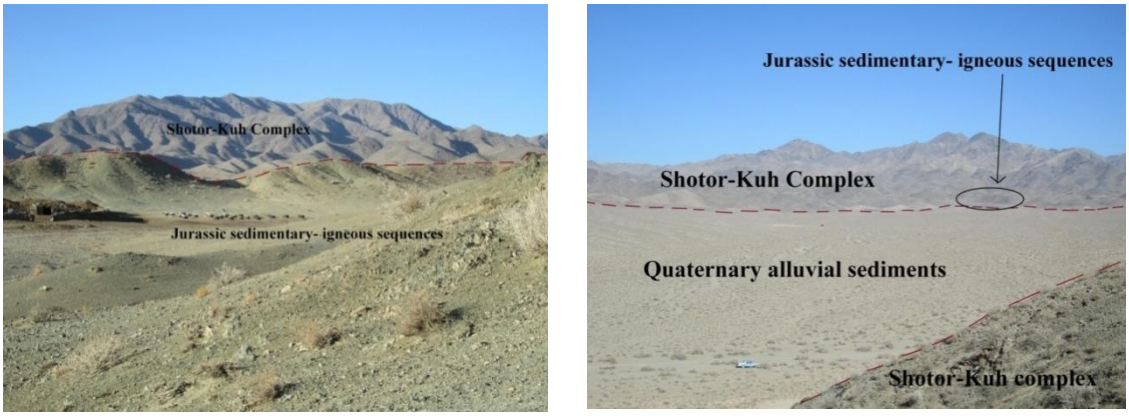
و ظهور پورفیروبلاست‌های درشت گارنت در هر دو گروه ترکیبی، همگی نشانگر وقوع رخداد دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده از حد رخساره شیست‌سبز تا آمفیبولیت بالایی می‌باشد. این رخداد تا رسیدن به مرحله ذوب‌بخشی پیش رفته و به تشکیل مذاب‌های تونالیتی منجر شده است (شکل ۲-۲۲).



شکل ۲-۲۲- تصاویری از رخنمون‌های کوچک مقیاس و در عین حال بارز و زیبای تونالیت‌های حاصل از تبلور مذاب ناشی از ذوب‌بخشی متابازیت‌ها.

۲-۴-گدازه‌های بازالتی و سنگ‌های آتشفشانی- تخریبی اواخر تریاس تا ژوراسیک میانی

در اکثر بخش‌های مجموعه دگرگونی شترکوه، واحدهای سنگی اواخر تریاس تا ژوراسیک کم و بیش رخنمون دارند. این واحدها شامل توالی کنگلومرا، شیل، تناوبی از شیل و ماسه‌سنگ، واحدهای آندزی بازالتی و دایک‌های دیابازی هستند. کنگلومراها به رنگ خاکستری متمایل به سبز، در بخش‌های جنوبی و غربی مجموعه شترکوه گسترش دارند. این سنگ‌ها از جورشدگی و گردشدگی خوبی برخوردارند.



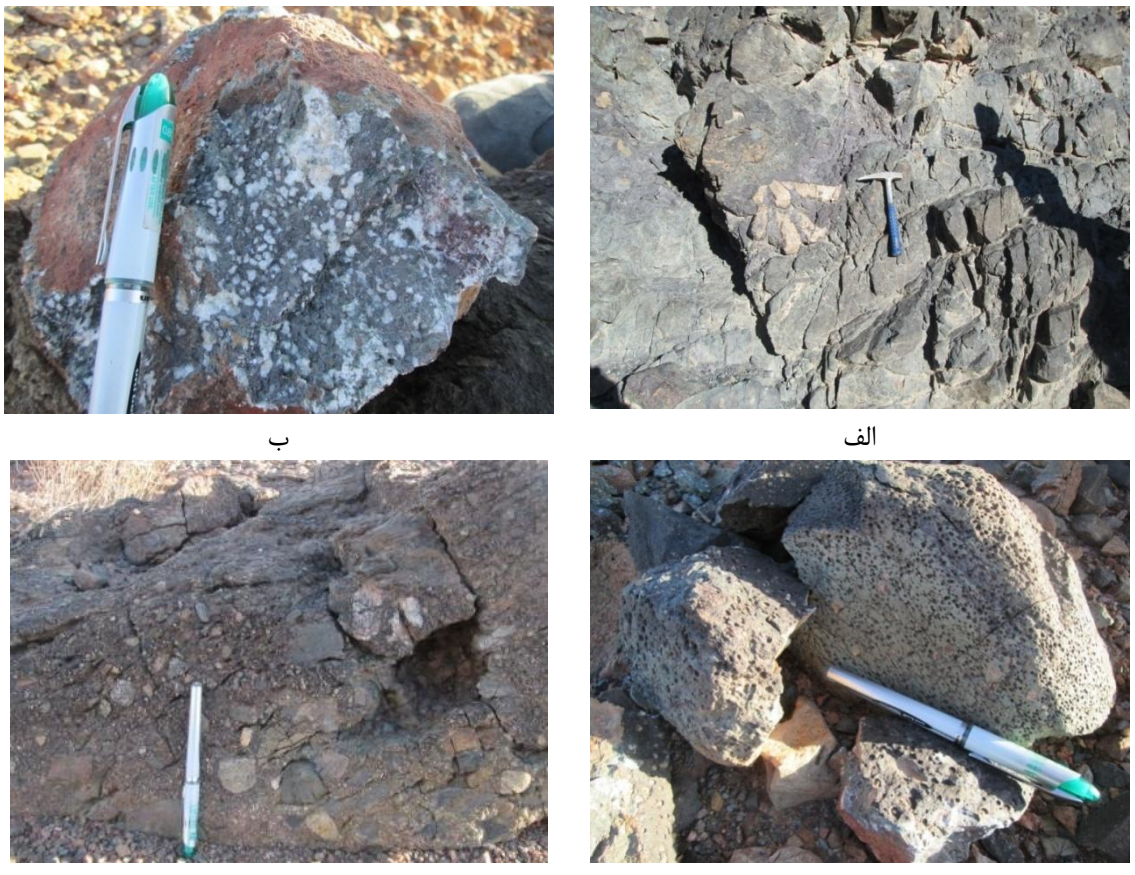
شکل ۲-۲۳- الف) دورنمایی از مجموعه شترکوه و موقعیت بخشی از واحدهای اواخر تریاس تا ژوراسیک در جنوب مجموعه شترکوه. ب) واحد رسوبی- آذرین اواخر تریاس تا ژوراسیک در کنار مجموعه شترکوه (دید به سمت شمال غرب).

۲-۴-۱- گدازه‌های بازالتی و سنگ‌های آتشفشانی- تخریبی

در جنوب مجموعه دگرگونی شترکوه گدازه‌های بازالتی و سنگ‌های آتشفشانی- تخریبی به رنگ قرمز و سبز تیره رخنمون دارند. این سنگ‌ها بر روی تصاویر ماهواره‌ای نیز به رنگ‌های سبز متمایل به سیاه مشاهده می‌شوند و به واسطه اختلاف رنگ بارز با واحدهای سنگی مجاور، به وضوح قابل تفکیک هستند. این بخش‌ها شامل تناوبی از دولومیت، آهک، کنگلومرا و پومیس‌توف، لیتیک‌توف و توف‌های سیلتستونی می‌باشند. در بخش‌های قاعده‌ای، بازالت‌ها از حجم بیشتری برخوردار هستند و در بخش‌های بالاتر از قاعده نیز لایه‌های بازالتی تکرار شده است. در رخنمون‌های صحرایی، این روانه‌های بازالتی دارای بافت بادامکی هستند و حفرات با کلسیت پر شده‌اند (شکل ۲-۲۴). همچنین این سنگ‌ها در نتیجه دگرسانی، کلریتی و اپیدوتی شده‌اند. این مناطق گویای این امر است که در زمان ژوراسیک فوران بازالت‌ها غالباً در درون حوضه‌های رسوبی کم عمق انجام شده و لایه‌هایی از سیلتستون، کنگلومرا و دولومیت نیز در این محیط‌ها تشکیل شده‌اند.

فعالیت‌های آتشفشانی اواخر تریاس تا ژوراسیک زیرین و احتمالاً ژوراسیک میانی در منطقه شترکوه با تشکیل سنگ‌های آتشفشانی- تخریبی در یک حوضه توربیدایتی همراه بوده است. فعالیت‌های آتشفشانی در این منطقه و مناطق جمیل و سهل به صورت روانه‌های گدازه‌های بازالتی زیردریایی

دیده می‌شود. به اعتقاد دادپور (۱۳۹۳)، فعالیت ماگمایی در مجموعه ژوراسیک منطقه شترکوه به صورت دایک، توده‌های نفوذی کوچک و بزرگ و روانه‌های بازالتی دیده می‌شود. از ویژگی‌های بارز این روانه‌های بازالتی، ساخت بالشی و حضور فراوان حفرات در آنها است. این حفرات غالباً توسط کانی‌های ثانویه از قبیل کلریت، کلسیت و کوارتز پر شده است و بیشتر در سطح فوقانی گدازه‌ها دیده می‌شوند. با توجه به اینکه این بادامک‌ها حفرات اولیه ناشی از خروج گاز از بخش فوقانی گدازه‌ها هستند، جهت تشخیص مرز بین روانه‌های مختلف استفاده می‌شود. این رخنمون‌های سنگی همچنین در سرزمین‌های همجوار مجموعه شترکوه از جمله ماجراد نیز دیده می‌شود.



الف ب

ج د

شکل ۲-۲۴- الف) رخنمونی از گدازه‌های بازالتی اواخر تریاس – ژوراسیک زیرین تا میانی در بخش جنوب شرقی مجموعه شترکوه، ب) تصویری از ساخت بادامکی در نمونه دستی روانه‌های بازالتی که در اثر پر شدن حفرات ایجاد شده است، ج) وجود حفرات ناشی از ساخت حفره‌ای اولیه در بازالت‌های اواخر تریاس تا ژوراسیک میانی، د) وجود قطعات سنگی مختلف در لابلای توف‌ها به وضوح قابل تشخیص است. گردشدگی این قطعات حاکی از حمل شدن آنها در طی مسیر می‌باشد.

۲-۴-۲- دایک‌های دیابازی ژوراسیک

مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه در برخی از نقاط نظیر جنوب و جنوب غرب معدن میکای ملحه، توسط دایک‌های دیابازی به سن ژوراسیک (و اجتمالاً اواخر تریاس) قطع شده است. این دایک‌ها در سرزمین‌های مجاور از جمله مجموعه دلبر، میامی و بندهزارچاه به قدری زیاد هستند که می‌توان واژه اجتماعات دایک‌های دیابازی (Swarm dikes) را برای آنها به کار برد. این دایک‌ها، سنگ‌های دگرگونی و گرانیتوئیدهای نئوپروتروزوئیک پایانی و کنگلومراهای تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین را قطع کرده‌اند و از سوی دیگر سنگ‌های به سن کرتاسه زیرین را قطع نکرده‌اند و در نتیجه سن ژوراسیک میانی برای آن‌ها منطقی‌تر است (ویس‌کرمی و همکاران، در دست چاپ).

بر اساس نتایج تعیین سن به روش U-Pb بر روی آپاتیت‌های موجود در دایک‌های دیابازی ژوراسیک مجموعه دلبر، سن ۳۵±۱۵۲ میلیون سال (معادل ژوراسیک میانی) برای این دایک‌ها گزارش شده است (بلاغی، ۱۳۹۳) که با سن استنباط شده از جایگاه چینه‌شناسی این مجموعه مطابقت دارد. براساس روابط صحرایی در مجموعه بندهزارچاه، این دایک‌ها، سنگ‌های آذرین و دگرگونی اواخر نئوپروتروزوئیک، نهشته‌های رسوبی اواخر تریاس - ژوراسیک زیرین را قطع کرده‌اند، ولی آهک‌های ماسه‌ای و فسیل‌دار ژوراسیک میانی- بالایی (معادل سازند دلیچای) و آهک‌های کرتاسه زیرین را قطع نکرده‌اند. بنابراین، می‌توان سن اواخر ژوراسیک میانی را برای تزریق و جایگیری آن‌ها در نظر گرفت (حسینی و همکاران، ۱۳۹۳). سن‌سنجی انجام شده، بر روی گابرودیوریت‌های مجموعه ماجراد سن‌های ۴/۳ ± ۱۶۷، ۱/۷ ± ۱۶۷/۲ و ۲ ± ۱۶۵ میلیون سال را به‌دست داده است که معادل با ژورسیک‌میانی (آشکوب‌های آلنین تا باتونین) می‌باشد (ویس‌کرمی و همکاران، در دست چاپ). این نتایج، اولین گزارش از تعیین‌سن این سنگ‌ها به روش U-Pb بر روی زیرکن‌های جدا شده از گابرودیوریت‌های موجود در مجموعه پی‌سنگی ماجراد در جنوب‌شرق شاهرود است و مستندات زمین‌شناسی ناحیه‌ای و چینه‌شناسی منطقه نیز صحت نتایج به دست آمده را تأیید می‌کنند.

همچنین تعدادی توده نفوذی گابرودیوریتی در منطقه کلاته (شمال‌خور یا شرق جندق)، مجموعه پی‌سنگی دگرگونی- آذرین جندق (به سن نئوپروتروزوئیک‌پایانی) را قطع کرده‌اند. بر اساس سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی زیرکن‌های این گابروها، سن‌های ۲۱۲ تا ۲۲۲ میلیون سال پیش معادل تریاس بالایی (کارنین – نورین) برای آن‌ها گزارش شده است (بلوچی و همکارن، در دست چاپ). با کمی تأمل بر سن‌های به دست آمده برای این مجموعه ها استنباط می‌شود که ماگماتیسم بازیک - حدواسط تریاس - ژوراسیک به سمت شمال زون ایران مرکزی جوان‌شدگی نشان می‌دهند.

دایک‌های دیابازی به سن ژوراسیک میانی به طول چند صدمتر، گنیس‌های مجموعه شترکوه و سنگ‌های فیلیتی به سن ژوراسیک میانی (سن حادثه دگرگونی) پوشاننده آنها را قطع کرده‌اند (شکل۲-۲۵). این دایک‌ها در مجموعه شترکوه، نسبت به مناطق همجوار نظیر بندهزارچاه، سفید سنگ، رضا آباد خارتوران و دلبر، از فراوانی کمتری برخوردار هستند اما دارای ویژگی‌های صحرایی مشابه زیادی با دایک‌های مناطق نامبرده می‌باشند. این دایک‌ها در رخنمون صحرایی دارای رنگ سبز تا خاکستری تیره و ساخت‌های آفانیتی و پورفیری می‌باشند. وجود حاشیه انجماد سریع از دیگر ویژگی‌های بارز آن‌ها است. این ویژگی‌ها بیانگر جایگیری ماگمای سازنده این دایک‌ها، در اعماق کم می‌باشد.

لازم به ذکر است گدازه‌های میان لایه‌ای که در درون توالی رسوبی اواخر تریاس تا ژوراسیک میانی دیده می‌شوند همراه با سنگ‌های پیرامون خود، دگرگونی درجه ضعیفی را متحمل شده‌اند (حداکثر در حد شیست سبز و به صورت تشکیل کلریت، اپیدوت و کلیست همراه با شواهد ضعیفی از برگوارگی). لیکن دایک‌ها چون جوانتر هستند شواهدی از دگرگونی نشان نمی‌دهند و دگرشکلی آنها نیز غالباً از نوع کاتاکلاستیک است.



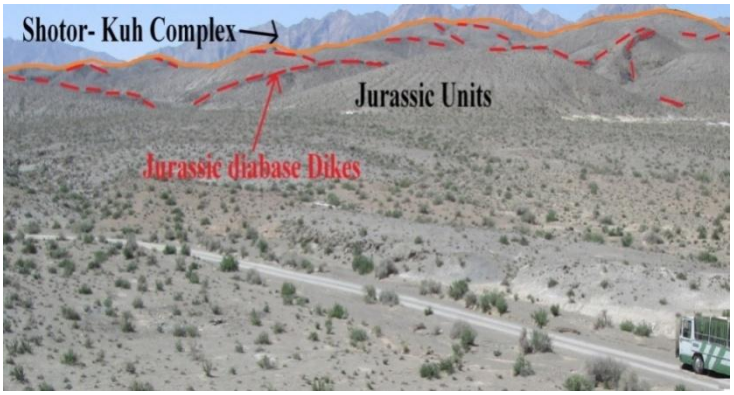
الف



ب



ج



د

شکل۲-۲۵- الف، ب و ج) تصاویری از دایک‌های دیابازی قطع کننده گنیس‌های مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه، د) دورنمایی از دایک‌های‌دیابازی قطع‌کننده سنگ‌های فیلیتی به سن ژوراسیک‌میانی شمال‌غرب سهل (غرب شترکوه، نگاه به سوی جنوب غرب).

بر اساس مطالعات انجام شده در منطقه شترکوه و مناطق همجوار آن می‌توان استنباط کرد که فعالیت‌های آتشفشانی در اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک در محیط‌های کششی مشابه کافت‌های پشت‌کمان ماگمایی صورت گرفته است. در این گونه محیط‌های کششی، ابتدا در امتداد شکستگی‌ها و گسل‌هایی ایجاد شده، ماگما صعود کرده و سپس به شکل‌گیری دسته دایک‌های موازی یا تقریباً موازی منجر شده است. معمولاً با تشدید کشش در این گونه محیط‌های زمین‌ساختی، ماگماتیسم به شکل فعالیت آتشفشانی آغاز می‌شود و جریان‌های گدازه، به شکل گدازه‌های بازالتی به صورت بین لایه‌ای با سنگ‌های رسوبی و یا سنگ‌های آتشفشانی تخریبی از نوع توفی، نمود می‌یابد. شواهد اینگونه فعالیت‌های ماگمایی در ژوراسیک در منطقه شترکوه و دلبر به وضوح قابل مشاهده است.

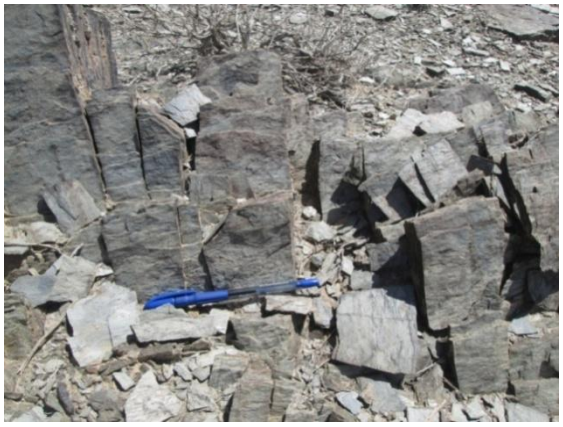
سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی و گدازه‌های بازالتی به صورت بین لایه‌ای با سنگ‌های رسوبی در قاعده توالی ژوراسیک زیرین رخنمون دارند و توسط دسته‌ای دیگر از دایک‌های دیابازی قطع شده‌اند. اصغرزاده (۱۳۹۲)، ابتهاج (۱۳۹۳)، دادپور (۱۳۹۳)، خبره (۱۳۹۶)، رستمی و همکاران (۱۳۹۶) و ویس‌کرمی و همکاران (در دست چاپ) جنبه‌های مختلفی از فعالیت‌های ماگمایی اواخر تریاس تا ژوراسیک میانی را مورد مطالعه قرار داده‌اند و شواهد بارزی از این فعالیت‌ها را گزارش کرده‌اند.

۲-۵- واحدهای رسوبی ژوراسیک

واحدهای سنگی ژوراسیک شامل تناوبی از شیل و ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده با ناپیوستگی فرسایشی برروی مجموعه آذرین- دگرگونی نئوپروتروزوئیک قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۲۶). با توجه به واحدهای سنگی ژوراسیک در مناطق همجوار مانند دلبر، بندهزارچاه و میامی و روابط چینه‌شناسی این واحدها مشخص می‌گردد که در قاعده توالی رسوبی ژوراسیک زیرین، در مناطق بندهزارچاه و میامی، متاکنگلومرای ضخیمی (با ضخامت بیش از۵۰۰ متر) حاوی قلوه‌های بسیار درشتی از سنگ‌های دگرگونی و گرانیت‌ها همراه با میان لایه‌هایی از شیل رخنمون دارد (بلاغی، ۱۳۹۳ و حسینی، ۱۳۹۴). در بخش‌های شیلی این واحد، فسیل‌های گیاهی از نوع *Cyathidites austalis, Lycopodium sporites, Gleicheniidites senonicus, Sphaghumsporites antiquas porites* یافت شده‌است (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۱). همچنین مرجان و دوکفه‌هایی از نوع الکتریونیا نیز در این سنگ‌ها یافت می‌شود. بر اساس شواهد چینه‌شناختی، این سنگ‌ها دارای بازه سنی اواخر تریاس تا ژوراسیک زیرین هستند. توالی کنگلومرا، شیل و ماسه سنگ در مناطق میامی و بندهزارچاه را می‌توان معادل سازند شمشک در البرز و ایران مرکزی در نظر گرفت. در زون البرز، سازند شمشک با مرز مشخص و ناگهانی و به طور ناپیوسته بر روی آهک‌ها و دولومیت‌های سازند الیکا (تریاس تحتانی- میانی) قرار گرفته و به طور ناپیوسته با مارنها و آهکهای سازند دلیچای (ژوراسیک میانی) پوشیده شده است. سازند شمشک حاوی فسیل‌های درشت کف‌زی و آمونیت‌هایی است که بازه زمانی توآرسین میانی تا آلنین بالایی را نشان می‌دهند (Seyed Emami et al, 2006).



الف



ب



ج



د

شکل۲-۲۶- الف) نمایی از واحدهای ژوراسیک در غرب مجموعه دگرگونی شترکوه، دید به سمت شمال، ب) رخنمون صحرایی از اسلیت‌های ژوراسیک میانی، ب) تصویری از نمونه‌های دستی فیلیت و متاسندستون‌های ژوراسیک میانی در بخش غربی مجموعه دگرگونی شترکوه، د) تصویر نشاندهنده حضور قطعات و قلوه‌های گرانیتی کنگلومرای ژوراسیک در بخش شمال غربی مجموعه شترکوه.

حضور این کنگلومرای چند منشأیی ضخیم بیانگر آن است که فاز کوهزایی سیمیرین پیشین در اواخر تریاس در این منطقه فعال بوده و به دنبال آن منطقه دچار بالازدگی و فرسایش شدید شده و توالی رسوبی تخریبی ضخیم معادل سازند شمشک را در حوضه‌های کششی فروافتاده محلی بر جای گذاشته است (شکل ۲-۲۶- د). این توالی تخریبی در ژوراسیک میانی- بالایی متحمل دگرگونی گرما - جنبشی ضعیفی در حد رخساره شیست‌سبز شده است (دادپور، ۱۳۹۳). این فاز دگرگونی که بر سنگ‌های دگرگونی قدیمی‌تر به سن نئوپروتروزوئیک پایانی منطقه شترکوه تأثیر ملموسی برجای نگذاشته است.

۲-۶- پادگانه‌های آبرفتی کواترنر

رسوبات آبرفتی مخروط افکنه‌ای و تراس‌های آبرفتی در مسیر رودخانه‌ها، مناطق فرو افتاده و دشت‌های سیلابی رخنمون دارند. این آبرفت‌ها به صورت دگرشیب بر روی سازندهای قدیمی‌تر قرار گرفته است. این رسوبات سخت نشده اکثراً دانه درشت هستند و اکنون در بستر رودخانه‌ها انباشته شده‌اند. این نهشته‌ها نیز شامل رسوبات گراولی همراه با افق‌هایی از سنگریزه‌ها با جورشدگی ضعیف، گردشدگی خوب و سخت شدگی ضعیف می‌باشند. تراس‌های جوانتر، از نهشته‌های آبرفتی رسی ماسه‌ای تشکیل شده است. تراس‌های آبرفتی کهن نیز در بخش‌های بالادستی رودخانه‌ها پدید آمده‌اند. تراس‌های آبرفتی بر خلاف رسوبات آبرفتی سخت شده هستند و گهگاه در امتداد رودخانه‌ها و مسیل‌ها دیواره‌های پرتگاهی به ارتفاع چند متر را تشکیل می‌دهند.



الف ب

شکل ۲-۲۷- الف) نمایی از آبرفت‌های عهد حاضر (تراس‌های آبرفتی) پوشاننده مجموعه شترکوه، ب) نمای نزدیکی از رسوبات گراولی جوان در بخش غربی مجموعه شترکوه.

۲-۷- نتیجه‌گیری

سنگ‌های دگرگونی مجموعه شترکوه دارای طیف ترکیبی متنوعی شامل متاپلیت‌ها (فیلیت، میکاشیست و پاراگنیس)، متابازیت‌ها (توده‌های نفوذی پریدوتیتی تا گابرودیوریتی، دایک‌های آمفیبولیتی و گدازه‌های بازیک)، متاکربنات‌ها (مرمرهای آهکی و مرمرهای دولومیتی)، متاسندستون‌ها (متاپسامیت و متاگری‌وک) و متاریولیت‌ها هستند.

متاپلیت‌ها طیف وسیعی از سنگ‌های فیلیتی، گارنت میکاشیستی، گارنت گنیسی را شامل می‌شود. فیلیت‌ها رخنمون بسیار کمی را در بخش‌هایی از مجموعه شترکوه به خود اختصاص داده‌اند.

در برخی از میکاشیست‌ها، پورفیروبلاست‌های گارنت مشاهده می‌شود که نشانگر آغاز زون گارنت است. با پیدایش گارنت در میکاشیست‌ها، این سنگ‌ها به تدریج به سنگ‌های گنیسی تبدیل می‌شوند. این تغییر و تحوّلات شامل تحول شیستوزیته به ساخت گنیسی از میکاشیست‌ها به سمت گنیس‌ها است که در نتیجه دگرگونی پیشرونده صورت گرفته است.

سنگ‌های گنیسی به دلیل تفکیک باندهای تیره (غنی از بیوتیت و گارنت) و روشن (غنی از کوارتز و فلدسپار) دارای نواربندی گنیسی یا ساخت گنیسی هستند. در این سنگ‌ها گارنت‌های دانه درشت فراوانی در اندازه چند میلی‌متر تا ۵ سانتیمتر مشاهده می‌شود.

سنگ‌های مادر متابازیت‌ها را می‌توان در سه دسته روانه‌های بازالتی زیردریایی و آتشفشانی – تخریبی‌های وابسته، دایک‌های دیابازی، و توده‌های گابرویی تفریق‌یافته (پریدوتیتی انباشتی، الیوین‌گابرویی، گابرویی و دیوریتی) قرار داد که اکنون آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت هستند. متابازیت‌های آمفیبولیتی شده با سنگ‌های متاپلیتی و متعلق به نئوپروتروزوئیک پایانی دارای محدوده سنی یکسانی هستند. توده‌های آذرین بازیک (پریدوتیتی انباشتی، الیوین‌گابرویی، گابرویی و دیوریتی) کوچک مقیاس در اندازه چند صد متر مربع تا چند کیلومتر مربع به طور پراکنده و تقریباً در یک راستای شمالی – جنوبی در مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه رخنمون دارند. در آستانه اوج فرایندهای دگرگونی و همزمان با انجام ذوب بخشی در متاپلیت‌های میزبان، گابروها توسط مذاب‌های گرانیتی حاصل از آناتکسی، گسیخته شده و قطعات آنها به صورت شناور در سنگ‌های گرانیتی یافت می‌شود.

متاکربنات‌ها همان افق‌های آهکی- دولومیتی توالی اولیه بوده‌اند که در طی دگرگونی به مرمرهای آهکی و مرمر دولومیتی همراه با افق‌هایی از متاچرت‌های تیره رنگ تغییر یافته‌اند. این سنگ‌ها در بخش‌های بالایی مجموعه دگرگونی به طور متناوب با متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها یافت می‌شوند. متاکربنات‌ها در بخش شمال شرقی مجموعه شترکوه از رخنمون زیادی برخوردار است.

ترکیبات کوارتزفلدسپاتی دگرگون شده و یا متاماسه‌سنگ‌ها (متاپسامیتی- متاگری‌وکی) به شکل لایه‌های رسوبی دگرگون شده و نودول‌های ماسه‌سنگی در لابه‌لای پاراگنیس‌ها رخنمون دارند.

در مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه، دگرگونی در بالاترین درجه خود، تا حد آناتکسی و تشکیل مذاب‌های متناسب با ترکیب سنگ‌شناسی سنگ والد خود پیش‌رفته است. میگماتیت‌زایی در متاپلیت‌ها، به تشکیل آپلیت‌های گرانیتی و در متابازیت‌ها به تشکیل تونالیت منجر شده است. دو پدیده تفریق دگرگونی و ذوب بخشی درجا در تشکیل نواربندی گنیسی و میگماتیت‌زایی سنگ‌های دگرگونی مجموعه شترکوه سهم بسزایی داشته‌اند. مذاب‌های فلسیک ایجاد شده متشکّل از کوارتز و فلدسپار آلکالن در مراحل ابتدایی ذوب به صورت رگه‌ها و بسته‌های کوچک مقیاسی در لابه‌لای سنگ‌های دگرگونی میزبان نفوذ کرده و ساختارهای میگماتیتی متنوعی را ایجاد کرده‌اند. با پیشرفت ذوب‌بخشی، بر حجم مذاب‌های ایجاد شده افزوده شده و با مهاجرت بعدی مذاب‌های فلسیک و در نهایت جایگزینی آنها در نقاط مناسب، رگه‌های پگماتیتی و توده‌های کوچک مقیاس گرانیتی- لوکوگرانیتی شکل گرفته‌اند. بسته‌ها و رگه‌های آپلیتی و پگماتیتی به طور پراکنده رخنمون دارند.

مجموعه دگرگونی-آذرین نئوپروتروزوئیک شترکوه توسط واحدهای سنگی ژوراسیک با طیف ترکیبی متاکنگلومرا و تناوب شیل و ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده و روانه‌های بازالتی پوشیده شده است. مجموعه دگرگونی شترکوه و همچنین واحدهای سنگی ژوراسیک زیرین توسط دایک‌های دیابازی اواخر تریاس تا ژوراسیک میانی قطع شده‌اند.

فصل سوم

پتروگرافی

۳-۱- مقدمه

.در این فصل به بررسی ویژگی‌های پتروگرافی سنگ‌های سازنده مجموعه شترکوه و سایر سنگ‌های همراه موجود در منطقه مورد مطالعه می‌پردازیم و سعی بر این است تا تغییر و تحوّلات مربوطه به خوبی مورد بحث و بررسی قرار گیرد. به منظور انجام مطالعات پتروگرافی، تعداد بیش از ۴۵۰ عدد مقطع نازک از همه واحدهای سنگی موجود در مجموعه شترکوه تهیه گردید. علاوه بر این تعداد ۳۰ عدد مقطع نازک صیقلی از متاپلیت‌ها، متابازیت‌ها، میگماتیت‌ها و دایک‌های دیابازی تهیه گردید. علامت اختصاری کانی‌ها در جدول ۳-۱ آورده شده است.

جدول ۳-۱- علامت اختصاری مربوط به کانی‌ها (Kretz, 1994).

علامت اختصاری	نوع کانی	علامت اختصاری	نوع کانی
Hbl	هورنبلند سبز	Bt	بیوتیت
Plg	پلاژیوکلاز	Spn	اسفن
Or	ارتوز	Chl	کلریت
Zrn	زیرکن	Ep	اپیدوت
Ilm	ایلمنیت	Qtz	کوارتز
Opq	اوپک	Tur	تورمالین
Ol	الیوین	Grt	گارنت
Cal	کلسیت	CPx	کلینو پیروکسن
Ap	آپاتیت	OPx	ارتو پیروکسن
Aln	آلانیت	Mag	مگنتیت
Kfs	فلدسپار پتاسیم	Ms	مسکوویت
Ti-Mag	تیتانومگنتیت	Mc	میکروکلین

۳-۲- متاپلیت‌ها

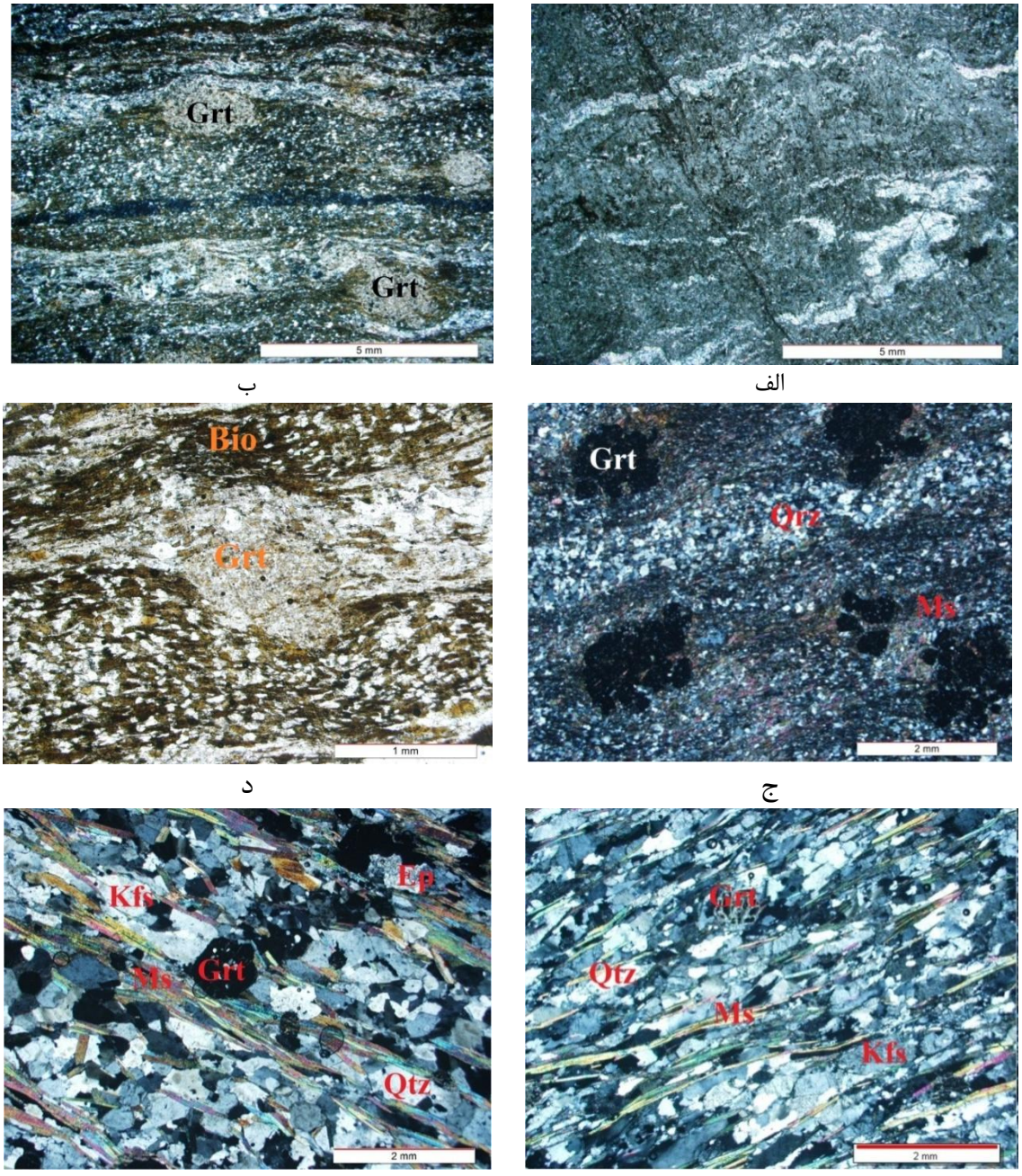
متاپلیت‌ها به دلیل داشتن تنوع ترکیبی، ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی قابل توجه در مطالعات پتروگرافی جهت تعیین درجه و رخساره دگرگونی حائز اهمیت می‌باشد. متاپلیت‌های مجموعه شترکوه دارای طیف وسیعی از انواع فیلیت، میکاشیست، گارنت میکاشیست، گنیس و گارنت گنیس هستند و غالباً در سراسر منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند.

۳-۲-۱- فیلیت‌ها، میکاشیست‌ها و گارنت میکاشیست‌ها

حضور مسکوویت و بیوتیت فراوان در این سنگ‌ها، به ظهور برگوارگی بارزی در آنها منجر شده و دارای بافت لیپیدوبلاستی هستند (شکل ۳-۱- الف و ب). بافت‌های لپیدوبلاستی و پورفیروبلاستی از بافت‌های رایج در این سنگ‌ها است. اسلیت نیز به ندرت در مجموعه دگرگونی شترکوه یافت می‌شود، در واقع این سنگ‌ها در بخش‌های حاشیه‌ای یافت می‌گردند. این سنگ‌ها از مجموعه کانی‌های کوارتز + فلدسپار ± موسکوویت + بیوتیت ± گارنت + پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۱- ج و د). گارنت بارزترین و تنها پورفیروبلاست موجود در این سنگ‌ها می‌باشد.

پتروگرافی این سنگ‌ها بیانگر دگرگونی در شرایط رخساره شیست‌سبز تا آغاز رخساره آمفیبولیت و در زون‌های بیوتیت و گارنت است. کانی‌های اپک در اغلب میکاشیست‌ها یافت می‌شوند.

مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهند که میکاشیست‌ها متحمل فرایندهای دگریختی شده و ریزساخت‌های حاصل از اثرات دگریختی شکل‌پذیر در برخی نمونه‌ها به وجود آمده‌اند. ریزدانه شدن (ساب گرین) کوارتزها و ایجاد حاشیه‌های مضرّس، کانی‌های ماهی‌شکل بیوتیت و مسکوویت از جمله شواهد دگرشکلی محسوب می‌شوند.



ب الف

د ج

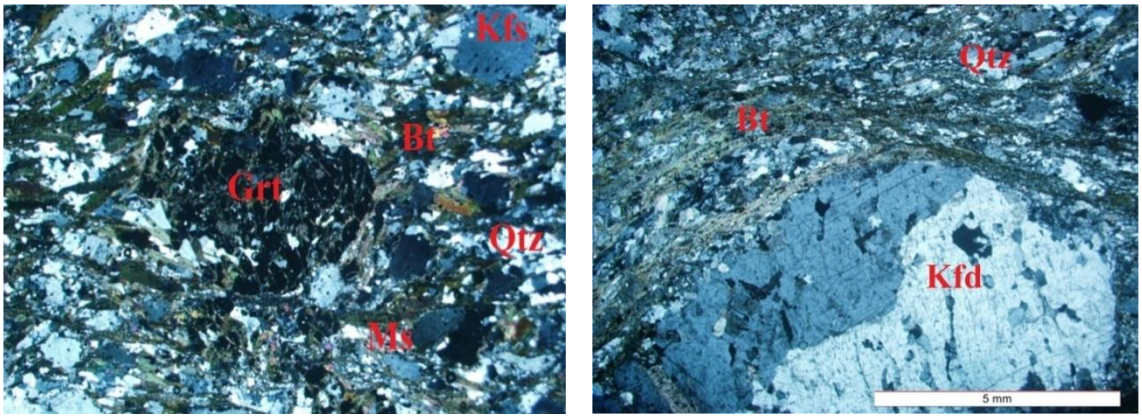
و ه

شکل ۳-۱- الف) تصویر میکروسکپی فیلیت دگرسان شده چین‌خورده در مجموعه شترکوه (XPL)، ب و ج) تصویر میکروسکپی نشان‌دهنده لایه‌بندی ترکیبی در گارنت میکاشیست‌ها، در لامینه‌های با ماهیت شیلی اولیه، گارنت تشکیل شده است (XPL)، د) تصویر میکروسکپی از گارنت تشکیل شده در لامینه شیلی اولیه (PPL)، ه) شیست دو میکایی با حضور فراوان بیوتیت، مسکوویت، کوارتز و فلدسپار و بافت لپیدوبلاستی، به بلورهای دانه‌ریز و شکل‌دار گارنت توجه نمایید (XPL). و) نمونه شیست دو میکایی گارنت‌دار که تنش‌های برشی به ایجاد میکافیش‌ها در آن منجر شده است. به علاوه فابریک های S-C نیز به خوبی در آن گسترش یافته است. بلورهای دانه ریز گارنت نیز ظاهر شده که نشاندهنده آغاز زون گارنت است (XPL).

۳-۲-۲- گنیس‌ها

گنیس‌ها حجم قابل‌توجهی از سنگ‌های متاپلیتی مجموعه شترکوه را به خود اختصاص داده‌اند. گنیس‌ها و گارنت گنیس‌های مجموعه شترکوه عمدتاً دانه متوسط تا درشت هستند و از مجموعه کانی‌های کوارتز + فلدسپار + پلاژیوکلاز + بیوتیت ± گارنت ± آمفیبول ± موسکوویت و کانی‌های فرعی آلانیت، زیرکن، آپاتیت و اپیدوت تشکیل شده‌اند. با توجه به شواهد صحرایی به روشنی می‌توان استنباط کرد که در طی پیشرفت دگرگونی ناحیه‌ای، میکاشیست‌ها به گنیس‌ها و گارنت‌گنیس‌ها، تحوّل یافته‌اند و در نتیجه، برگوارگی آن‌ها به گنیسوزیته تبدیل شده است (شکل ۳-۲). ظهور مقادیر بیشتر ارتوز، کاهش فراوانی بیوتیت و افزایش اندازه دانه‌ها نیز موجب شده است که رنگ گنیس‌ها از خاکستری تیره به سفید تا کرم تغییر کند. هورنبلند سبز در این سنگ‌ها به مقدار کم یافت می‌شود. به علت مقدار کم محتوای Al_2O_3 این سنگ‌ها (ترکیب نیمه‌پلیتی)، کانی‌های آلومینوسیلیکاته شاخص سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در آنها یافت نمی‌شوند. با ظهور مقادیر بیشتر ارتوز، کاهش مقدار بیوتیت، افزایش اندازه دانه‌های کوارتز و فلدسپارها، شیستوزیته سنگ از بین رفته و رنگ سنگ‌ها نیز از خاکستری تیره به سفید تا کرم تغییر پیدا کرده است و شیست‌ها به گنیس‌ها تحوّل یافته‌اند. دما فشارسنجی گنیس‌ها و گارنت گنیس‌ها نشان می‌دهد که درجه دگرگونی این سنگ‌ها در حد رخساره آمفیبولیت بالایی (به ندرت گرانولیت) می‌باشد (به فصل شیمی کانی‌ها و دما-فشارسنجی رجوع شود). شواهد صحرایی نشان می‌دهند که در بسیاری از موارد، شرایط دگرگونی تا آستانه ذوب‌بخشی و تشکیل مذاب‌های گرانیتی پیش رفته است (تخریب بیوتیت و تشکیل فلدسپار آلکالن). مذاب‌های گرانیتی از مقیاس‌های دسیمتری تا چند صد متری تشکیل شده‌اند و در واقع میگماتیت یا واحدهای گرانیتی کوچک مقیاس را تشکیل داده‌اند. از ویژگی‌های جالب این سنگ‌ها می‌توان به بلورهای ریز موسکوویت و بیوتیت با اشکال ماهی (Mica fish) اشاره کرد که فابریک‌های زیبایی از نوع مایل (Oblique) را برای تعیین جهت برش ایجاد کرده‌اند. همچنین اشکال سیگما، دلتا، نوارهای برشی نوع S-C و آثاری از تبلور مجدد دینامیکی نیز در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود.

شکل‌گیری این قبیل از فابریک‌ها از شواهد دگریختی این سنگ‌ها در زون‌های برشی است که بخشی از فرایند میلونیتی شدن محسوب می‌شوند. بررسی تفصیلی این دگریختی‌ها و فابریک‌های زیبای حاصل از آن، در فصل شواهد دگریختی ارائه شده است. در برخی باندها اسفنزایی ثانویه نیز صورت گرفته است. اسفنزایی و کلریت‌زایی احتمالاً ناشی از تأثیر دگرگونی‌های برگشتی در این سنگ‌ها است.



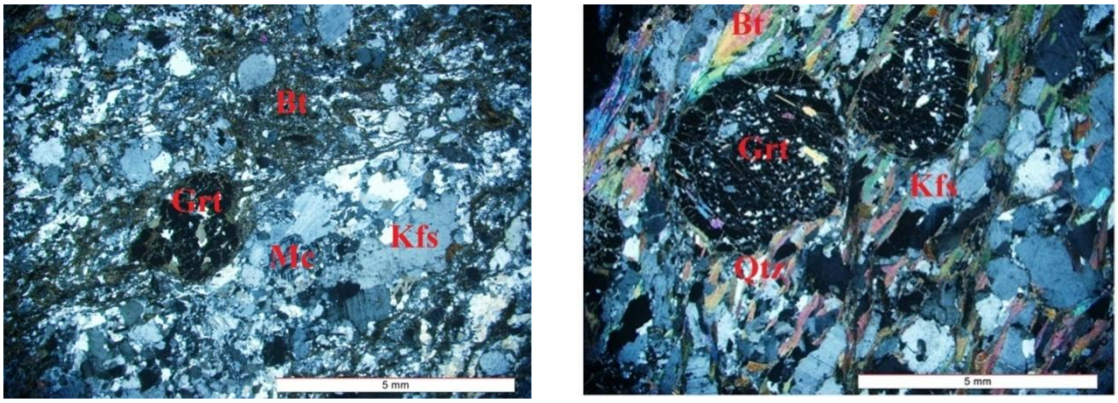
ب الف

شکل ۳-۲- الف) بافت پورفیروبلاستی ناشی از وجود پورفیروبلاست ارتوز در گنیس‌ها، ب) تصویر میکروسکپی گارنت گنیس با پورفیروبلاست درشت گارنت. ادخال‌های فراوانی از کوارتز و بیوتیت در داخل این پورفیروبلاست مشاهده می‌شود. بررسی وضعیت برگوارگی در اطراف این پورفیروبلاست‌ها، بر رشد بعد از رخدادهای تکتونیکی یا به عبارتی پست تکتونیکی بودن آن اشاره دارد.

الف- گارنت

گارنت‌ها در اندازه ریز تا بزرگ (۵ سانتیمتر) در این سنگ‌ها یافت می‌شوند. اغلب آن‌ها شکل خود را حفظ کرده و در برخی موارد دچار شکستگی شده‌اند. در اغلب گارنت‌ها، ادخال‌های پلاژیوکلاز، کوارتز و بیوتیت یافت می‌شود و بافت پوئی‌کیلوبلاستی نشان می‌دهند. وجود گارنت در این سنگ‌ها بیانگر دگرگونی، در حد زون گارنت می‌باشد. با توجه به ادخال‌های گلوله برفی موجود در پورفیروبلاست‌های گارنت و چرخش برگوارگی در اطراف پورفیروبلاست می‌توان استنباط نمود رشد پورفیروبلاست‌های گارنت، همزمان تا بعد از دگریختی در این سنگ‌ها صورت گرفته است. گارنت گنیس‌های مورد مطالعه دارای تشابه کانی‌شناسی زیادی با میکاشیست‌ها هستند. گارنت به همراه بیوتیت تا رسیدن به

آستانه ذوب پایدار بوده و به همین دلیل در هنگام ذوب‌بخشی گنیس‌ها و تشکیل میگماتیت‌ها، بلورهایی از گارنت در سنگ‌های آذرین تازه تشکیل شده، حضور دارند.



شکل ۳-۳- تصاویر میکروسکپی نشاندهنده وجود گارنت‌های دارای ادخال‌های کوارتز و بیوتیت با بافت پورفیروبلاستی و پوئی‌کیلوبلاستی (XPL).

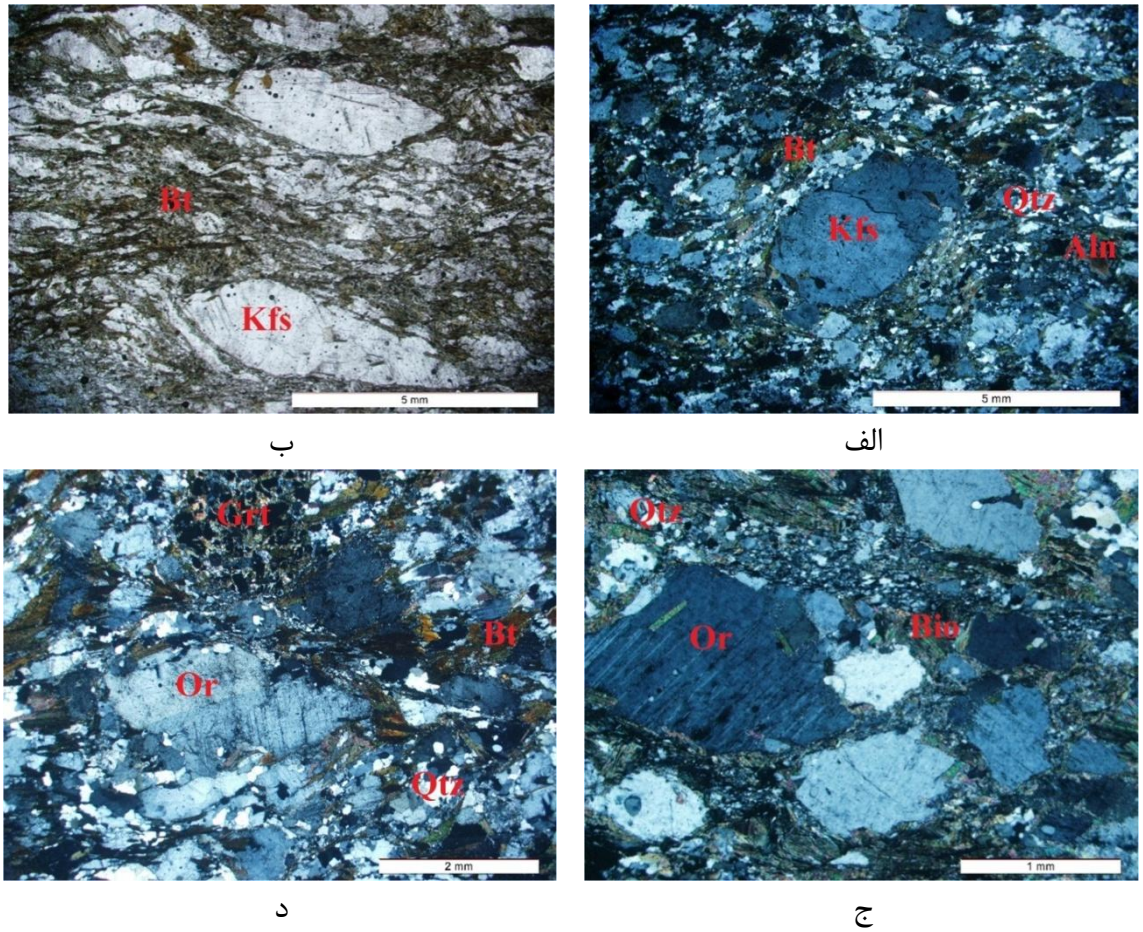
ب- فلدسپار

پلاژیوکلازهای موجود در گنیس‌ها عمدتاً نیمه‌شکل‌دار هستند و ماکل پلی‌سینتتیک و آلبیت–کارلسباد نشان می‌دهند. در برخی موارد پلاژیوکلازها ساب‌گرین‌شده و به دانه‌های ریزتر با حاشیه‌های مضّرس تبدیل شده‌اند، و در مواردی در طی میلیونیت‌زایی ساختارهای هسته و گوشته زیبایی نیز در آنها تشکیل شده است.

آلکالی فلدسپارها (شامل اورتوز و میکروکلین) نیمه شکل‌دار هستند. میکروکلین با ماکل مشبک نیز در گنیس‌ها مشاهده می‌شود. اغلب متاپلیت‌ها به دلیل داشتن میکای فراوان، حاوی پتاسیم زیادی هستند، لذا در مراحل اولیه، انتشار و مهاجرت موضعی پتاسیم آزاد شده از بیوتیت‌ها، در تشکیل ارتوز شرکت می‌کند. این فرایند در حالت جامد صورت می‌گیرد و با افزایش میزان انتشار، به رشد بیشتر پورفیروبلاست‌های ارتوز منجر شده و در نهایت با شروع ذوب‌بخشی، این فرایند تشدید شده و رگه‌های غنی از ارتوز شکل گرفته است. واکنش ۳-۱ ، چگونگی شکل‌گیری ارتوز از تخریب و آبزدایی بیوتیت در این سنگ‌ها را نشان می‌دهد:

$$K\,(Fe, Mg)_3\,AlSi_4O_{10}(OH)_2 \rightarrow KAlSi_3O_8 + 3\,(Fe^{+2} + Mg^{+2}) + SiO_2 \quad (۱-۳)$$

در طی این واکنش با ایجاد کوارتز و ارتوز، کانی‌های روشن افزایش می‌یابند و رنگ سنگ به سمت رنگ‌های روشن‌تر گرایش پیدا می‌کند (Vernon, 2004). در این واکنش، آبزدایی بیوتیت با ایجاد یون‌های -OH و-F موجب تسریع فرایند ذوب در شرایط اشباع از آب و ایجاد ساخت و بافت پگماتیتی در سنگ می‌شود، این ارتوزها غالباً به رنگ صورتی رنگ مشاهده می‌شوند. با توجه به مشاهدات صحرایی و پتروگرافی مشارکت این عناصر در ساخت ارتوزهای صورتی رنگ و غنی از آهن و منیزیم بسیار متداول است. همچنین مشارکت Fe^{+2} و Mg^{+2} آزاد شده از این واکنش در تشکیل گارنت نیز در برخی موارد صادق است.



ب الف

د ج

شکل ۳-۴- پورفیروکلاست‌های میلونیتی شده چشمی‌شکل پتاسیم فلدسپار (ارتوز) در الف (XPL) و ب) گنیس‌ها (PPL) و ج و د) گارنت‌گنیس‌های مجموعه دگرگونی شترکوه (XPL)

تشکیل میرمکیت یک موضوع مهم در مطالعات پترولوژی می‌باشد، زیرا بافت میرمکیتی هم در سنگ‌های گرانیتی و هم در سنگ‌های دگرگونی بویژه گنیس‌های پلیتی رخ می‌دهد. بافت میرمکیتی

(شکل ۳-۵) در گنیس‌های مجموعه شترکوه بسیار متداول است. میرمکیت به عنوان یک بافت واکنشی ساب سالیدوس شناخته می‌شود که نشاندهنده درهمرشدی سیمپلکتیت کوارتز و پلاژیوکلاز سدیک می‌باشد. میرمکیت‌ها عمدتاً در مرزهای بین پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم هسته‌بندی می‌کنند، در نهایت بخش‌هایی[1] تشکیل می‌شوند که فلدسپار پتاسیم را مورد حمله قرار می‌دهند، در نتیجه رفته رفته فلدسپار پتاسیم توسط میرمکیت جایگزین می‌شود (Menegon, 2006). بافت‌های میرمکیتی بطور کلی به دو شکل میرمکیت‌های حاشیه‌ای و بین دانه‌ای دیده می‌شوند. میرمکیت حاشیه‌ای یک بافت درهمرشدی شامل کوارتزهای کرمی شکل و پلاژیوکلاز سدیک است و بین فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز توسعه یافته است. اما میرمکیت بین دانه‌ای به صورت ادخال بین دانه‌های فلدسپار پتاسیم مجاور دیده می‌شود. میرمکیت‌های موجود در مقاطع مورد مطالعه معمولاً از نوع میرمکیت‌های حاشیه‌ای کرمی شکل هستند. بر اساس نظریه Becke (1908)، محلول‌های سدیم و کلسیم‌دار بصورت زیر با فلدسپار پتاسیم واکنش می‌دهند (Rong, 2002):

$$2KAlSi_3O_8 + 2Na^{+1} = 2NaAlSi_3O_8 + 2K^{+1} \qquad (۲-۳)$$

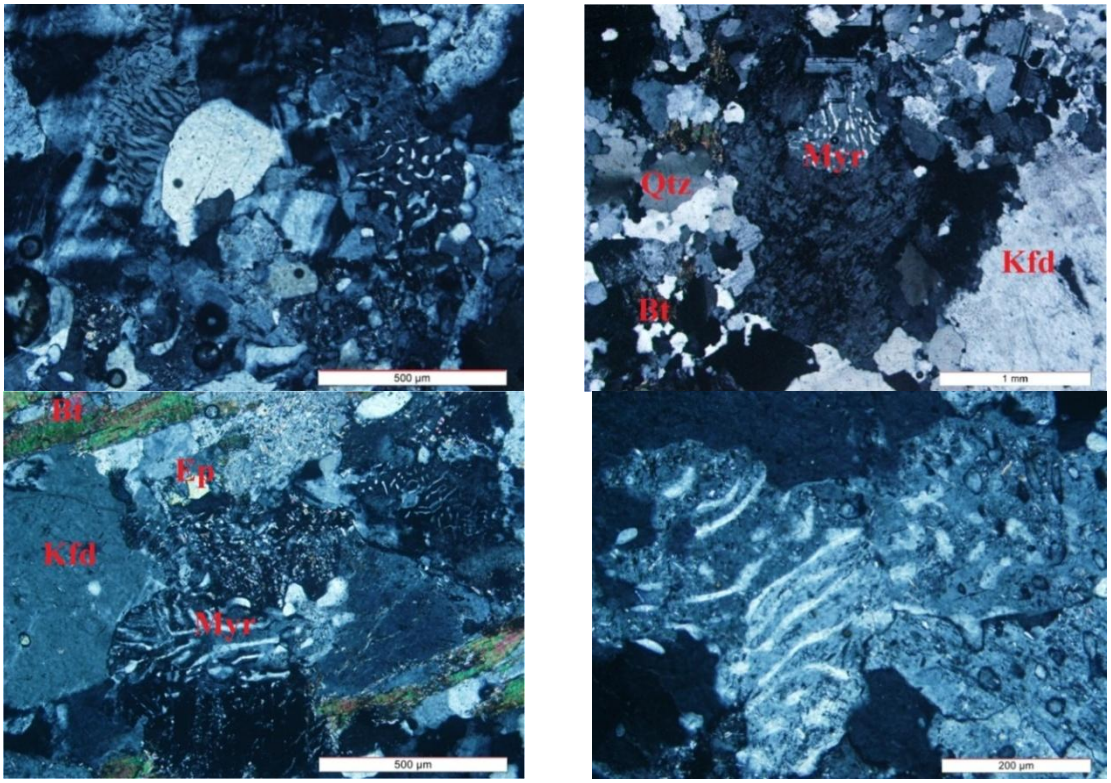
$$2KAlSi_3O_8 + Ca^{+2} = CaAl_2Si_2O_8 + 4SiO_2 + 2K^{+1} \qquad (۳-۳)$$

متفاوت بودن نسبت Al/Si در فلدسپارهای پتاسیم‌دار و کلسیم‌دار، باعث آزاد شدن سیلیس می‌شود. به علت تحرک ناپذیری نسبی آلومینیوم و سیلیسیم، کوارتز با فلدسپار همرشدی میکروسکپی تشکیل می‌دهد که با مقدار درصد آنورتیت پلاژیوکلاز رابطه مستقیم دارد.

به عقیده Vernon (2004) توسعه میرمکیت‌ها می‌تواند در ارتباط با دگرشکلی باشد. همچنین به اعتقاد Yuguchi & Nishiyama (2008) دگریختی یکی از عوامل دیگر تشکیل میرمکیت‌ها می‌باشد. در هم رشدی‌های میرمکیتی در سنگ‌های دگرشکل شده نظیر گنیس‌های چشمی، میلونیت‌های فلسیک، گنیس‌های متاپلیتی و سنگ‌های گرانیتی که کمتر دچار دگرشکلی شده‌اند بسیار متداول

1- Lobes

است (Vernon, 2004). به عقیده Passchier & Trouw (2005)، بافت میرمکیتی در جریان دگرریختی پیشرونده در محل‌هایی با تجمع تنش بالا در بلور ایجاد می‌شود.



شکل ۳- ۵- تصاویری از میرمکیت‌های کرمی شکل در اطراف بلورهای ارتوز (XPL).

به باور Phillips (1974) (در Rong, 2002) بر پایه محیط زمین‌شناسی، میرمکیت‌ها را می‌توان بصورت زیر طبقه‌بندی کرد.

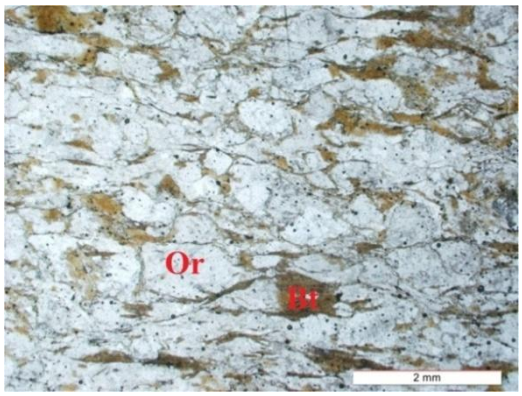
۱- میرمکیت حاشیه‌ای: در محل تماس پلاژیوکلاز با پتاسیم فلدسپار با جهت یافتگی متفاوت رخ می‌دهد. ۲- میرمکیت درهم‌رشدی: در مرز بین پتاسیم فلدسپار و فلدسپار دیگری رخ می‌دهد (پلاژیوکلاز یا فلدسپار پتاسیم). ۳- میرمکیت پیازی: این میرمکیت بر روی حاشیه‌های مگاکریست‌های پتاسیم فلدسپار رشد می‌کند و تحدب آن به سمت پتاسیم فلدسپار است. ۴- میرمکیت محاط شده در پتاسیم فلدسپار. ۵- بخش‌های میرمکیتی مضاعف با دنباله‌هایی از ورقه‌های مسکوویت.

بر اساس مطالعات دقیق پتروگرافی در سنگ‌های گنیسی مورد مطالعه، می‌توان استنباط نمود فرایندهای دگرریختی در ایجاد میرمکیت در سنگ‌های منطقه نیز نقش داشته‌اند. شواهد پتروگرافی

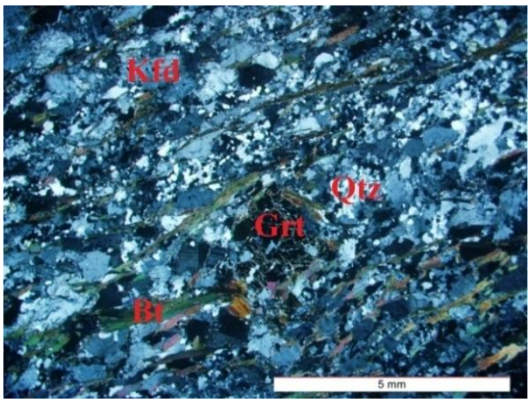
نشان می‌دهند، سنگ‌های گنیسی مجموعه شترکوه متحمل فرایندهای دگریختی شده‌اند. لذا به نظر می‌رسد، فرایند دگریختی مؤثرترین عامل در ایجاد بافت میرمکیتی در این سنگ‌ها باشد. میرمکیت‌های موجود در منطقه مورد مطالعه اکثراً از نوع میرمکیت‌های محاط شده در پتاسیم فلدسپار و کرمی شکل هستند (شکل ۳-۵).

ج- میکا

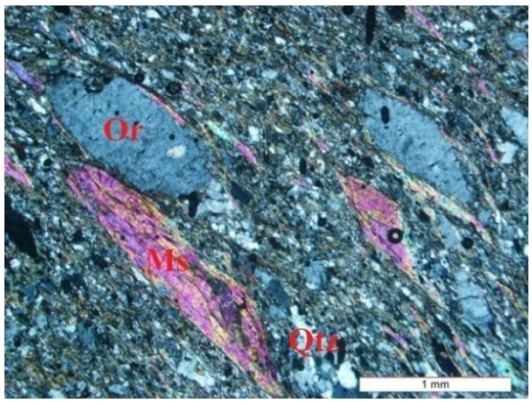
بیوتیت‌ها معمولاً بصورت بلورهای نیمه شکل‌دار در زمینه سنگ حضور دارند. در نور طبیعی به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شوند. در برخی موارد بیوتیت‌ها به کلریت دگرسان شده‌اند و در بخش‌های دگرسان شده، رنگ سبز کمرنگ نشان می‌دهند. در برخی مقاطع تبدیل بیوتیت به مسکوویت نیز دیده می‌شود (شکل ۳-۶). همچنین برخی بیوتیت‌ها به اسفن ثانویه و اکسیدهای آهن و منگنز تبدیل شده‌اند.



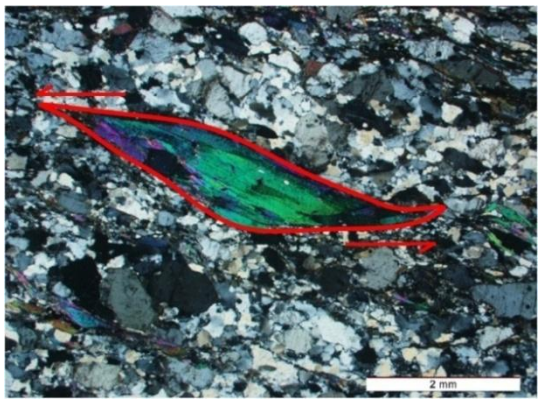
ب



الف



د

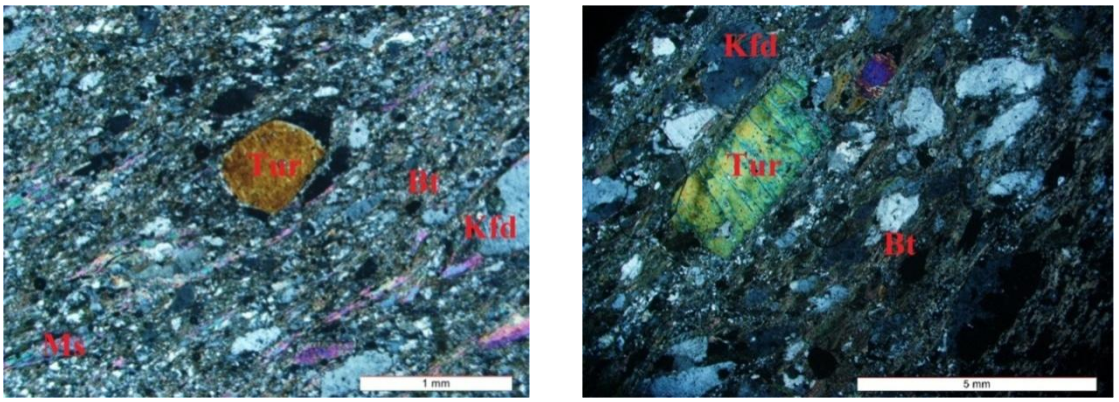


ج

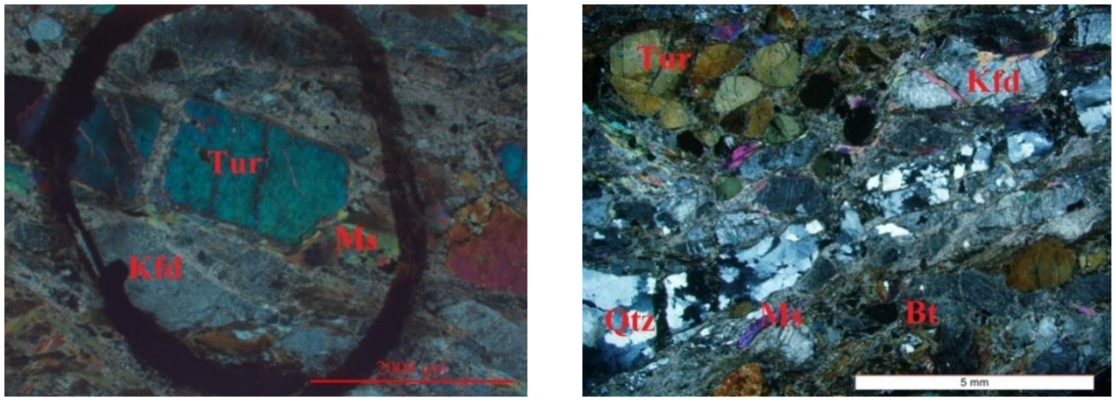
شکل ۳-۶- الف) تصویر میکروسکپی مجموعه بیوتیت، گارنت، پلاژیوکلاز، مسکوویت و کوارتز در گنیس‌های شترکوه (XPL)، ب) حضور بیوتیت در اطراف پورفیروبلاست‌های چشمی ارتوز (PPL)، ج) مسکوویت ماهی با سوی برشی چپگرد در گنیس‌های میلونیتی شده مجموعه شترکوه (XPL)، د) میکاماهی به همراه پورفیروکلاست‌های ارتوز در یک گنیس شدیداً میلونیتی شده (XPL).

د- تورمالین

با توجه به مشاهدات صحرایی و پتروگرافی، تورمالین‌های موجود در گنیس‌های مجموعه شترکوه عمدتاً در راستای خطواره‌ها قرار گرفته‌اند. این تورمالین‌ها سوزنی شکل هستند و در عین حال هیچگونه دگرشکلی نشان نمی‌دهند. این امر می‌تواند بیانگر رشد آنها در یک محیط فاقد تنش باشد. در بخش‌هایی که به شرایط ذوب نزدیکتر هستند و یا در بخش‌های پگماتیتی و آپلیتی تورمالین از حضور بارزی برخوردار است.



الف ب



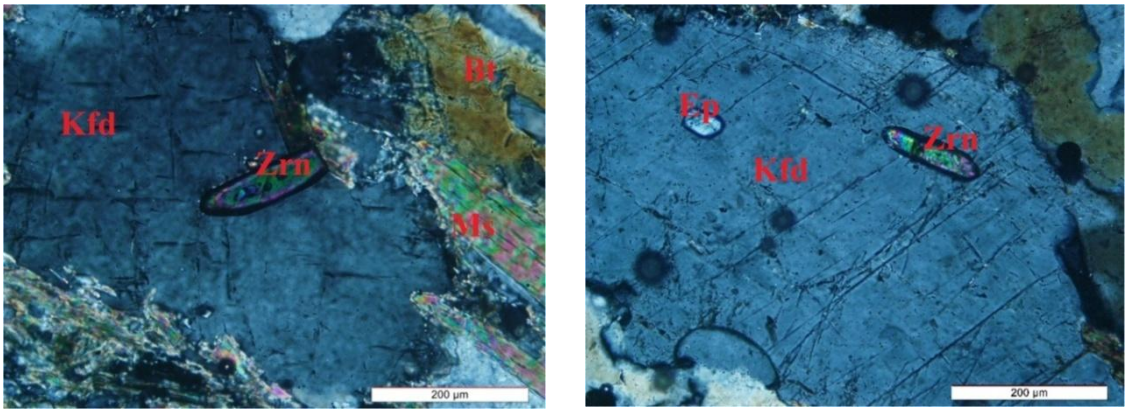
الف ب

شکل ۳-۷- تصاویر میکروسکپی بیانگر الف و ب) حضور تورمالین‌های شکل‌دار در میکاشیست‌ها و ب و ج) در گنیس‌های مجموعه دگرگونی شترکوه (XPL).

ه- زیرکن

زیرکن یکی از کانی‌های فرعی مهم موجود در گنیس‌ها است. این کانی به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در اندازه‌های ریز در آنها یافت می‌شود. زیرکن گاهی بصورت لکه‌هایی در داخل بیوتیت، یافت می‌شود. این کانی همچنین بصورت ادخال درون بلورهایی نظیر فلدسپارها یافت می‌شود. زیرکن یک

کانی فرعی با مقاومت زیاد است که ممکن است از دگرگونی درجه بالا، آناتکسی و حتی ماگماتیسم پوسته‌ای مصون بماند و در چرخه سنگی جدید وارد شود (Montero et al., 2004; Keay et al., 2001).

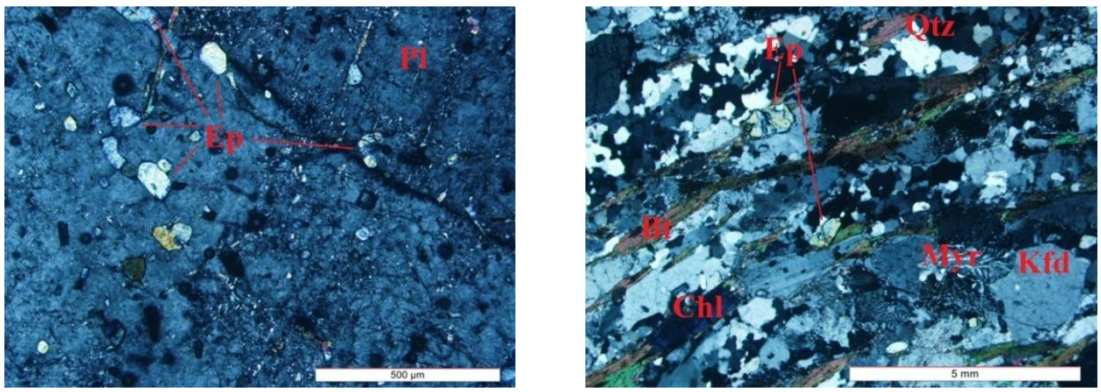


شکل ۳-۸- ادخال‌های زیرکن در فلدسپارهای گنیس‌های مجموعه دگرگونی شترکوه (XPL).

و- اپیدوت

بصورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار یافت می‌شود و عمدتاً از دگرسانی پلاژیوکلاز حاصل شده است. حضور اپیدوت حاکی از حضور آب در طی دگرسانی است. با اضافه شدن آب به پلاژیوکلاز در طی دگرسانی، بخش آنورتیتی پلاژیوکلاز به اپیدوت و باقیمانده آن به آلبیت تبدیل می‌شود (Gupta, 2007).

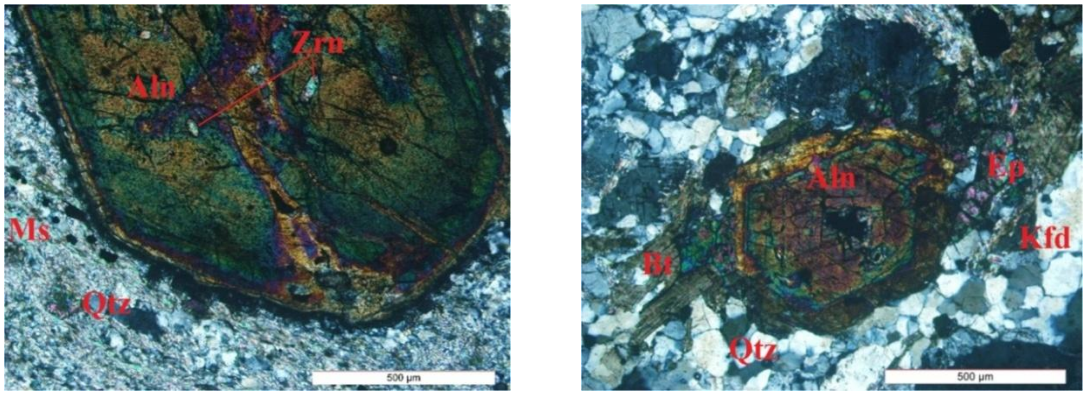
در برخی از سنگ‌ها اپیدوت‌زایی گسترده‌ای صورت گرفته است و گاه رگچه‌هایی از اپیدوت بلور پلاژیوکلازها را قطع نموده است (شکل۳-۹).



شکل ۳-۹- الف) تصویری از حضور اپیدوت به همراه بیوتیت در گنیس‌ها، ب) بلورهای سوزنی زوئیزیت و کلینوزوئیزیت حاصل دگرسانی در پلاژیوکلازهای گنیس‌ها (XPL).

ز- آلانیت

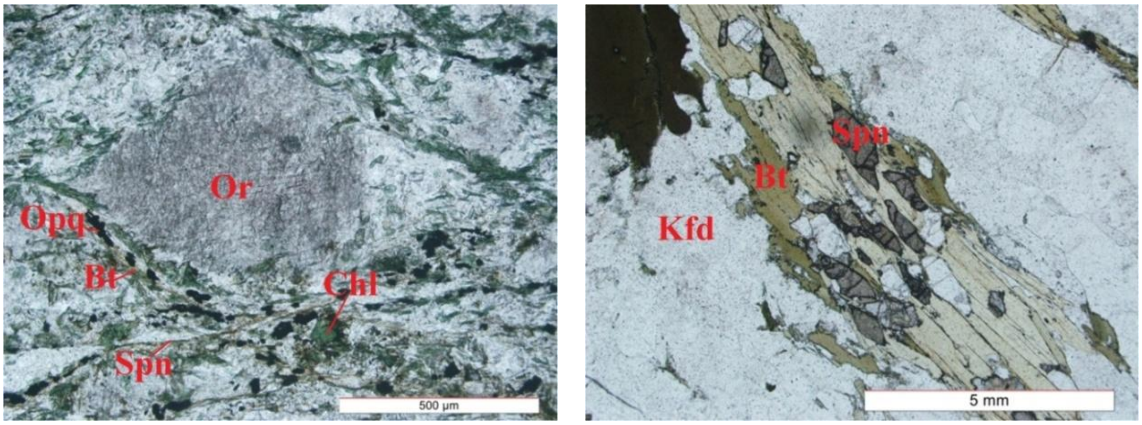
آلانیت با ترکیب شیمیایی $(Ce,Ca,y)_2(Al,Fe^{2+},Fe^{3+})_3(Sio4)_3OH$ یکی از کانی‌های فرعی و مهم گنیس‌های شترکوه به شمار می‌آید. آلانیت یک کانی فرعی متداول در گرانیت‌ها، گرانودیوریت‌ها، مونزونیت‌ها، سینیت‌ها، پگماتیت‌گرانیت‌ها و گنیس‌ها است و در دیوریت و گابرو نیز یافت می‌شود. این کانی همچنین بصورت فنوکریست در سنگ‌های آتشفشانی اسیدی مشاهده شده است (Gieré & Sorensen, 2004). آلانیت که از کانی‌های گروه اپیدوت می‌باشد، معمولاً دارای منطقه‌بندی ترکیبی است. آلانیت معمولاً در راستای جهت‌یافتگی بیوتیت‌ها رشد کرده است. این کانی با داشتن رنگ قهوه‌ای تند، برجستگی بالا، هاله‌های کمی تیره در حاشیه‌ها و منطقه‌بندی بارز مشخص می‌شود و در بسیاری از مقاطع نازک گنیس‌های مجموعه شترکوه بصورت کاملاً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار حضور دارد (شکل ۳-۱۰). این کانی معمولاً حاوی مقادیر کمی Th و U است، بنابراین می‌تواند بصورت یک ژئوکرونومتر مورد استفاده قرار گیرد (Gieré & Sorensen, 2004). همچنین آلانیت از عناصر نادر خاکی نظیر La و Ce سرشار می‌باشد.



شکل ۳-۱۰- الف) بلور تقریباً شکل‌دار آلانیت با منطقه‌بندی ترکیبی بارز در سنگ‌های گنیسی بیوتیت‌دار (XPL). ب) بلور آلانیت شکل‌دار با هاله‌ای تیره رنگ در اطراف خود. به منطقه‌بندی ترکیبی در این بلور توجه نمایید (XPL).

ح- اسفن

اسفن‌های اولیه شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند. اسفن‌های ثانویه غالباً ریزدانه و بی‌شکل است و از دگرسانی بیوتیت و کانی‌های اپک تشکیل شده‌اند و عموماً در حاشیه بلور، در امتداد کلیواژها یا در مرز بین بیوتیت و سایر کانی‌ها یافت می‌شوند (شکل ۳-۱۱).

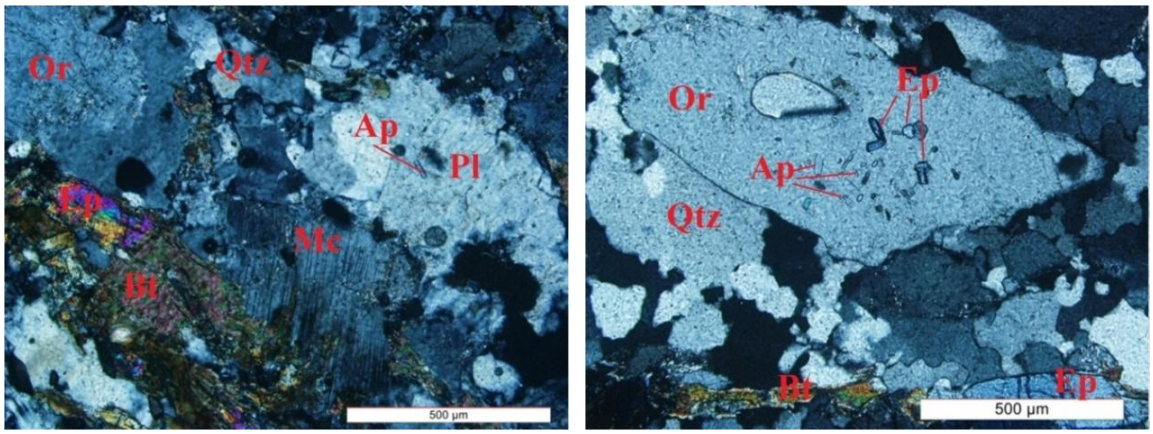


ب الف

شکل ۳-۱۱- الف) تصویری از بلورهای اسفن اولیه در گنیس‌ها (PPL). ب) تبدیل بیوتیت به کلریت و اسفن در گنیس‌های شترکوه (PPL).

ط-آپاتیت

بلورهای آپاتیت به صورت سوزنی شکل‌دار تا بی‌شکل کوچک مشاهده می‌شوند. این کانی غالباً به شکل ادخال و به صورت ریزدانه با برجستگی بالا و رنگ اینترفرانس متمایل به خاکستری در پلاژیوکلاز و بیوتیت یافت می‌گردد (شکل ۳-۱۲).



شکل ۳-۱۲- ادخال‌های ریز آپاتیت‌های در درون ارتوز و پلاژیوکلاز (XPL).

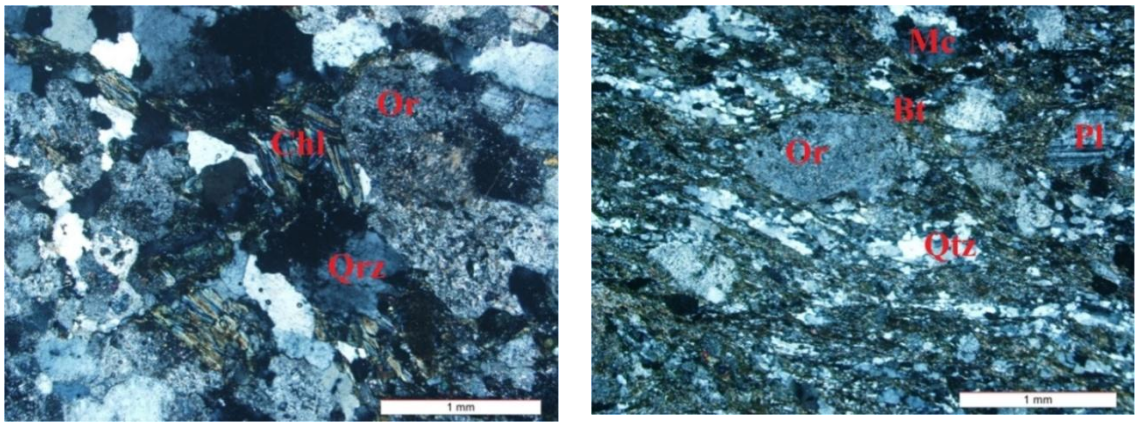
ی- سریسیت

سریسیت حاصل دگرسانی ارتوز می‌باشد (شکل ۳-۱۳- الف). سریسیت در واقع میکای سفید ریز دانه است که به صورت لکه لکه یا به صورت کامل سطح کانی‌های مستعد را می‌پوشاند، به این پدیده سریسیتی‌شدن گفته می‌شود. حضور سریسیت نشاندهنده افزایش آب و K^+ در محیط است و در حضور محلول‌های سرشار از آب توسعه می‌یابد. مقداری K^+ از فرآیند کلریتی‌شدن بیوتیت حاصل می‌شود. در

صورت حضور سیالات سرشار از پتاسیم و آب، پلاژیوکلاز نیز می‌تواند به سریسیت تبدیل شود. سدیم و کلسیم موجود در ساختار پلاژیوکلاز که در طی سریسیت‌زایی از آنها خارج می‌شوند، در ساخت سایر کانی‌های ثانویه نظیر کانی‌های رسی، کلسیت و اپیدوت مشارکت می‌کنند.

ک- کلریت

کلریت عمدتاً حاصل دگرسانی بیوتیت می‌باشد (شکل۳-۱۳- ب). تشکیل این کانی مستلزم آزاد شدن یون‌های Na^{+}، Ca^{2+}، K^{+} می‌باشد. یون K^{+} آزاد شده از بیوتیت، در سریسیتی شدن پلاژیوکلاز مشارکت می‌کند و کلسیم خارج شده از پلاژیوکلاز نیز به همراه Fe و Ti آزاد شده از بیوتیت در تولید اپیدوت و اسفن مصرف می‌شود. حضور کلریت بیان کننده حضور آب در حین دگرسانی و خروج پتاسیم از محیط دگرسانی بیوتیت‌ها می‌باشد. پتاسیم خارج شده در تشکیل سریسیت شرکت کرده است. پدیدهٔ کلریت‌زایی با تشکیل اکسیدهای آهن، کانی‌های اوپک و اسفن همراه است.



الف ب

شکل ۳-۱۳- الف) سریسیتی شدن ارتوز و تبدیل ادخال‌های بیوتیتی آن به کلریت در سنگ‌های گنیسی (XPL). ب- سریسیتی شدن ارتوز و کلریتی شدن بیوتیت (XPL).

۳-۳- تحوّلات سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی بارز متاپلیت‌ها

اگرچه شواهد میکروسکپی و صحرایی اولیه برای شناخت منشاء گنیس‌ها کافی نیست ولی داشتن تجربه و دید کافی نسبت به فرآیندهای دگرگونی و ذوب، ما را به این سمت رهنمون می‌سازد که گنیس‌های مجموعه دگرگونی شترکوه در واقع بخش‌های تحول یافته پلیت‌ها هستند که در طی فرآیند دگرگونی تشکیل شده‌اند.

در برخی از نقاط مجموعه دگرگونی شترکوه، تعدادی رگه سیلیسی مشاهده می‌شود. رگه‌های سیلیسی موجود در سنگ‌های دگرگونی دمای پایین به علّت مهاجرت سیالات آزاد شده در طی دگرگونی سنگ‌های دربرگیرنده آن‌ها می‌باشد (Miyashiro, 1973). با افزایش درجه دگرگونی ناحیه‌ای و گذر از مرحله زون بیوتیت به زون گارنت واکنش‌هایی صورت می‌گیرد که می‌توان آن‌ها را به عنوان واکنش‌های آبزدا معرّفی کرد. این واکنش‌ها معمولاً با خروج مقادیری سیلیس از کانی‌ها و راه‌یابی آنها به درون سیالات همراه هستند. یکی از بارزترین این واکنش‌ها (قاسمی، ۱۳۹۴) عبارت است از:

$$(Mg,Fe)_6[(Si_4O_{10})(OH)_8] + KAl_2[(Si_3AlO_{10})(OH)_2] \rightarrow K(Mg,Fe)_3[(Si_3AlO_{10})(OH)_2] + (Mg,Fe)_3Al_2(SiO_4)_3 + SiO_2 + 4H_2O$$

کلریت + مسکوویت ⟵ گارنت + بیوتیت + سیلیس + آب (۲-۳)

همانطور که در این واکنش مشاهده می‌شود سمت راست این واکنش همیشه مقداری آب و سیلیس یافت می‌شود. از آنجایی که این واکنش در دماهای نسبتاً بالا حدود ۴۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد صورت می‌گیرند. آب‌های گرم تشکیل شده می‌توانند در سنگ چرخش کنند و علاوه بر سیلیسی که در آن‌ها وجود دارد، مقدار سیلیس بیشتری را در خود حل کند. این سیالات می‌توانند بر روی برخی از کانی‌ها تأثیر گذارند و آن‌ها را در خود حل یا هضم می‌کند و شکل آن‌ها را تغییر دهند. از آنجایی که سیال غنی از سیلیس ایجاد شده تحت تأثیر فشار لیتواستاتیک محیط تشکیل خود می‌باشد در نتیجه فشار هیدرواستاتیک سیال افزایش می‌یابد. افزایش فشار هیدرواستاتیک باعث گسیختگی هیدرواستاتیک (گسیختگی بر اثر فشار آب) می‌گردد. در اثر گسیختگی سنگ، سیال می‌تواند به سمت سطوح بالا و کم‌فشارتر صعود نماید و در نتیجه به محیط کم فشارتر و فضای باز دسترسی پیدا کند، آنگاه می‌تواند در آن مستقر گردد و سپس متبلور می‌شود (Yardley, 1989). لازم به ذکر است هرگونه فضای خالی نظیر امتداد سطوح برگوارگی، درزه‌ها، شکستگی‌ها، لولای چین‌ها و فضاهای باز ایجاد شده در حین گسیختگی ناشی از فشار هیدرواستاتیک، مکان مناسبی برای تبلور این سیالات غنی از سیلیس می‌باشد.

بنابراین، این توده‌های سیلیسی می‌توانند به اشکال بسیار متنوع که متناسب با فضای اشغال شده توسط سیالات می‌باشد، تشکیل شوند. اندازه این توده‌های سیلیسی تازه تشکیل شده از چند ده میلی‌متر تا چند متر می‌تواند متغیّر باشد. برای مثال در بخش‌های شرقی و جنوبی مجموعه شترکوه توده‌هایی از این نوع سیلیس‌ها یافت می‌شوند. اندازه این توده‌ها یا رگه‌های سیلیسی به قدری است که از لحاظ اقتصادی برای استخراج مقرون به صرفه می‌باشد. این توده‌های سیلیسی غالباً تک کانی هستند از خلوص بالایی برخوردارند و می‌توانند در مصارف صنعتی به عنوان ماده اولیه تولید شیشه، ساینده‌ها (پس از خردایش) یا به عنوان یکی از سازندگان اصلی آلیاژهای فروسیلیسی، مورد استفاده قرار گیرند.

گنیس‌ها، حجم قابل توجهی از سنگ‌های متاپلیتی مجموعه شترکوه را به خود اختصاص داده‌اند. شواهد صحرایی نشان می‌دهند که در بسیاری از موارد، دما- فشار حاکم بر محیط تشکیل گنیس‌ها به آستانه تشکیل مذاب‌های گرانیتی رسیده است. توده‌های سنگی لوکوکرات حاصل از ذوب گنیس‌ها و تبلور مذاب‌های گرانیتی، در مقیاس سانتیمتری تا دسیمتری و به ندرت چند ده متری مشاهده می‌شوند، به طوری که در برخی موارد، می‌توان آنها را میگماتیت نامید. همچنین با افزایش درجه دگرگونی و انجام واکنش‌های آبزدایی و تخریب بیوتیت، از فراوانی بیوتیت کاسته شده و بر فراوانی ارتوکلاز یا میکروکلین افزوده شده است. مقداری از آهن، منیزیم و تیتانیم خارج شده در طی فرایند تخریب بیوتیت، در ساخت گارنت‌هایی با مقادیر آهن و منیزیم بیشتر مصرف شده است. گرایش ترکیب گارنت‌های موجود در گنیس‌ها به سمت قطب آلماندین، این موضوع را تأیید می‌کند (به فصل پنجم رجوع کنید، جدول ۵-۳، شکل۵-۳- ب).

واکنش‌های آبزدایی در متاپلیت‌ها توسط پژوهشگرانی مانند Clemens & Vielzuef (1987), Le Breton & Thompson (1988), Gardien et al., (1995) به طور تجربی مورد بررسی قرار گرفته‌اند. این بررسی‌ها نشان می‌دهند که چنین واکنش‌هایی می‌توانند حجم‌های قابل‌توجهی از مواد مذاب تولید کنند. به اعتقاد Le Breton & Thompson (1988) در دماهای بالاتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد،

آبزدایی بیوتیت با شروع فرایند ذوب همراه است (Verma et al., 2005). مذاب‌های تولید شده به تدریج افزایش یافته، به هم می‌پیوندند و در اثر تحمل تنش‌های لیتواستاتیک به سمت ترازهای بالاتر پوسته و یا محیط‌های کم فشارتر مهاجرت می‌کنند. به همین خاطر مذاب‌های گرانیتی به شکل بسته‌های کوچک، دایک، آپوفیز یا توده‌های نفوذی کوچک مقیاس ظاهر می‌شوند. شواهد این پدیده در بسیاری از نقاط مجموعه دگرگونی شترکوه به وضوح دیده می‌شود.

به علت ترکیب شبه‌پلیتی و مقدار کم Al_2O_3 موجود در سنگ‌های والد شیست‌ها و گنیس‌های مجموعه شترکوه، کانی‌های آلومینوسیلیکاته شاخص سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای نظیر استارولیت، کیانیت و سیلیمانیت، در آن‌ها یافت نمی‌شوند. مطالعه بیش از ۴۰۰ مقطع نازک این موضوع را تأیید می‌کند. مطالعه سنگ‌های دگرگونی همجوار (ماجراد، دوچاه، بندهزارچاه و دلبر) این موضوع را نیز تأیید می‌کند. با این وجود با توجه به تغییرات ترکیب شیمیایی توالی سنگی اولیه، شانس تشکیل چنین کانی‌هایی دور از انتظار نیست. برای مثال در مجموعه دلبر همراه میکاشیست‌ها، کیانیت یافت شده است و در مقیاس ماکروسکپی و میکروسکپی حضور آن تأیید شده است (به بلاغی ۱۳۹۳ رجوع شود).

بر اساس مطالعات پتروگرافی و ظهور کانی‌های شاخص، سنگ‌های متاپلیتی وابسته به زون‌های کلریت، بیوتیت و گارنت در مجموعه شترکوه مشاهده می‌شود. این زون‌بندی مطابق با زون‌بندی‌های دگرگونی ناحیه‌ای نوع بارووین است. با توجه به ظهور میگماتیت‌زایی در این سنگ‌ها و تشکیل رگه‌های گرانیتی، همچنین با در نظر گرفتن شرایط دما- فشاری تعیین شده برای این سنگ‌ها، می‌توان فرایند دگرگونی در متاپلیت‌ها را پیشرونده و از نوع بارووین در نظر گرفت که در درجات بالا بر میدان پایداری کیانیت منطبق بوده و از نوع دما- فشار متوسط محسوب می‌شود و در نهایت با میگماتیت‌زایی و گرانیت‌زایی همراه بوده است. واکنش‌های شکل‌گیری کانی‌های شاخص در هر زون به صورت زیر ارائه شده است (قاسمی، ۱۳۹۴):

زون بیوتیت

$$Chl + Mus = Bio + Qtz + H_2O \qquad (۳-۳)$$

شکل‌گیری گارنت با شکسته شدن خط اتصّال کلریت- موسکوویت و ایجاد مجموعه سه فازی بیوتیت - گارنت – کلریت بر روی نمودار AFM متاپلیت‌ها صورت می‌گیرد.

$$1Ms + 3Chl + 3Qtz = 4Alm + 1Ann + 12H_2O \qquad (۴-۳)$$ زون گارنت

کاهش فراوانی بیوتیت و افزایش مقدار ارتوز در سنگ‌های متاپلیتی و متاپسامیتی، نشان می‌دهد تخریب و آبزدایی بیوتیت بر اساس واکنش زیر، پتاسیم (K) لازم برای شکل‌گیری بخش‌های غنی از ارتوز را فراهم نموده است. این تحوّلات به همراه مناظر میگماتیتی ایجاد شده در آنها حاکی از شروع ذوب‌بخشی و ایجاد مذاب‌های فلسیک متشکّل از کوارتز و ارتوز است.

$$K\,(Fe, Mg)_3\,AlSi_4O_{10}(OH)_2 \rightarrow KAlSi_3O_8 + 3\,(Fe^{+2} + Mg^{+2}) + SiO_2 \qquad (۵-۳)$$

آهن و منیزیم (Fe^{+2} و Mg^{+2}) آزاد شده از این واکنش در ایجاد گارنت و ارتوزهای غنی از آهن و منیزیم صورتی رنگ مشارکت نموده است. مذاب‌های فلسیک حاصل از ذوب‌بخشی (لوکوسوم) از ترکیب کوارتز + آلکالی فلدسپار تشکیل شده و غالباً به شکل بسته و یا رگه‌های پگماتیتی حاوی تورمالین و موسکوویت در مقیاس ماکروسکپی و میکروسکپی مشاهده می‌شوند.

همانند ماگماتیسم، دگرگونی نیز شامل نقل و انتقالات گرما و ماده (جرم) است. بنابراین، بسیاری از مفاهیم مورد استفاده برای سنگ‌های ماگمایی را می‌توان به همان حالت برای سنگ‌های دگرگونی نیز استفاده کرد. به عنوان مثال، مفاهیم ترمودینامیکی و کینتیکی، تعادل فاز، انتقال انتشاری اتم‌ها و گرما، روابط تنش- دگرریختی و رفتار رئولوژیکی سنگ‌ها از این موارد هستند. امّا تفاوت‌هایی نیز بین سیستم‌های ماگمایی و دگرگونی وجود دارند. رفتار ماگمایی، بیشتر توسط یک مذاب یا مایع سیلیکاته که دارای مواد فرّار محلول نیز هست و با فازهای بلورین نیز برهمکنش دارد، کنترل می‌شود. در مقابل، در سیستم‌های حالت جامد دگرگونی، فاز مذاب حضور ندارد، ولی معمولاً در اغلب موارد یک فاز سیال فرّار وجود دارد. این فاز سیال، به طور شیمیایی، فیزیکی و گرمایی با مجموعه بلورین برهمکنش دارد و می‌تواند یک تأثیر کینتیکی تشدیدکننده بر تعادل دگرگونی داشته باشد و سبب تسهیل تغییرات در سیستم سنگ شود. امّا درمجموع، آهنگ‌های وقوع واکنش‌های شیمیایی در سیستم‌های دگرگونی، به

دلیل جامد بودن محیط انتشار و دماهای کمتر آن‌ها، آرام‌تر از آهنگ آن‌ها در سیستم‌های ماگمایی هستند. درنتیجه، تعادل‌های کانی‌شناختی و بقایای واکنش‌های ناقص نقش بسته در سنگ‌های دگرگونی، گسترده‌اند. این مسأله، سبب پی‌بردن به رخدادهای قبلی صورت گرفته بر سنگ می‌شود. سنگ‌های دگرگونی، معمولاً دارای نقش بسته‌هایی از حالت‌های تنش غیرهیدروستاتیک به شکل فابریک‌های ناهمگن هستند که در خلال جریان شکل‌پذیر ایجاد شده‌اند (نظیر، شیست‌های دارای برگوارگی و خطوارگی در سنگ‌های لایه‌ای با چین‌خوردگی فشرده) (قاسمی، ۱۳۹۴).

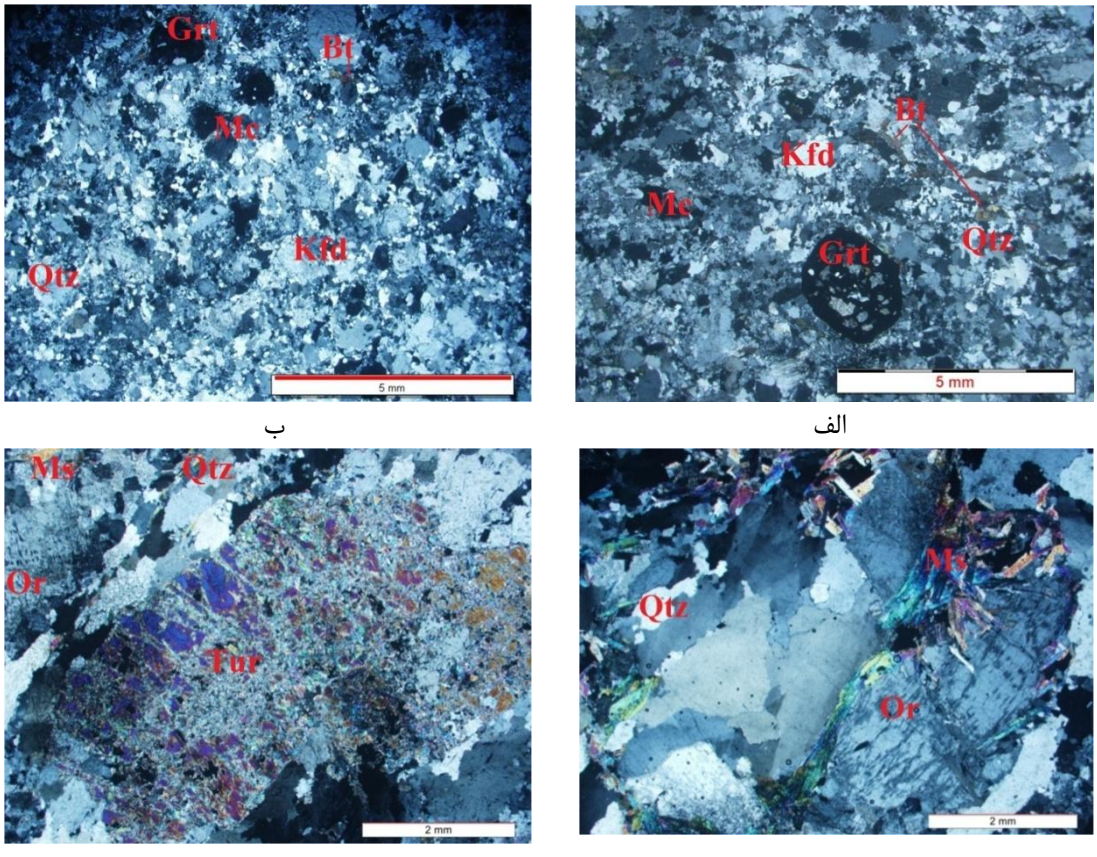
انتشار[1]، نقش مهمی در ایجاد و توسعه بافت‌های دگرگونی دارد. در واقع، هم هسته‌بندی و هم رشد بلور، به انتشار وابسته‌اند. انتشار، در اثر ایجاد یک گرادیان پتانسیل شیمیایی بین دو محل وقوع آن صورت می‌گیرد. گرادیان پتانسیل شیمیایی نیز نشان دهنده‌ی تفاوت در شیمی، دما و یا فشار بین دو بخش از یک سیستم است. انتشار به روش‌های مختلفی در درون و بین بلورهای مختلف انجام می‌گیرد. بر اساس مطالعات انجام شده توسط Kretz, 1966; Brady, 1983; Bramwell, 1985; Ganguly, 2002انتشار دگرگونی در حالت ساب سالیدوس (درحالت جامد) می‌تواند عامل اصلی در ایجاد رخدادهای دگرگونی باشد. در طی فرایند تفریق دگرگونی[2] شیمی برخی از کانیها تغییر می‌کند که احتمالاً ناشی از اختلاف نرخ انتشار برای سازندگان کانی‌های متفاوت است. برای اولین بار Stillwell (1918) پیشنهاد داد که تمرکز کانی‌ها، نتیجه تفریق و تجمع مواد در طی دگرگونی است و **فرایند تفریق دگرگونی** را معرفی کرد (Kretz, 1966). تفریق دگرگونی می‌تواند با انتشار عناصر و تمرکز آنها در لایه‌های مختلف، حالتی میگماتیتی ایجاد کند.

۳-۴- آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها

در متاپلیت‌های مجموعه شترکوه شواهد گسترده‌ای از میگماتیت‌زایی مشاهده می‌شود، این پدیده با تشکیل آپلیت‌ها و پگماتیت‌های گرانیتی نیز همراه بوده است. ذوب‌بخشی درجا مهم‌ترین فرایند مؤثر

1- Diffusion
2- Metamorphic differentiation

در تشکیل میگماتیت‌ها به‌حساب می‌آید. این سنگ‌ها دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، ارتوز، کوارتز، گارنت، تورمالین و بیوتیت می‌باشند. گارنت در واقع از جمله کانی‌هایی است که در طی فرآیند ذوب مصون مانده و به درون مذاب گرانیتی راه یافته است (شکل ۳-۲۴- الف). در برخی مناطق در اثر عملکرد گسل‌ها و تنش‌های تکتونیکی تحمیل شده، آپلیت‌ها به شدت میلونیتی شده‌اند. در برخی نمونه‌ها اعمال تنش‌های ساختاری به خمیدگی ماکل‌های پلی‌سینتتیک منجر شده است. کوارتز در این سنگ‌ها عمدتاً به صورت بی‌شکل و ریزدانه با حواشی مضرّس ظاهر می‌شود و خاموشی موجی نشان می‌دهد. در برخی از مقاطع کوارتزها حالت ساب‌گرین‌شدن و تبلور مجدد از خود نشان می‌دهند.



ب الف

د ج

شکل ۳-۱۴- الف و ب) تصاویر میکروسکپی نشان‌دهنده بافت دانه‌ای ریز در آپلیت‌های میلونیتی شده (XPL). ج) تصاویر میکروسکپی نشان‌دهنده بافت دانه‌ای درشت در پگماتیت‌های میلونیتی شده شترکوه (XPL). به دانه‌ریز شدن (ساب‌گرین‌شدن) و مرز مضرّس دانه‌ها توجه شود. د) حضور بلور بزرگ تورمالین‌های در پگماتیت‌های تورمالین‌دار مجموعه شترکوه (XPL).

ارتوزها بصورت ارتوز پرتیتی و میکروکلین یافت می‌شوند. بیوتیت و مسکوویت نیز در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. بیوتیت به‌صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار بوده و دارای ادخال‌هایی از زیرکن،

کانی‌های اپک و آپاتیت است. برخی از بیوتیت‌ها در اثر تحمل تنش‌های تکتونیکی متحمل پدیده ساب گرین شدن، گردیده‌اند (شکل ۳-۱۴- ب). برخی از دانه‌های ارتوز به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند (شکل ۳-۱۴- ج). همرشدی تورمالین و کوارتز در این سنگ‌ها در مقیاس ماکروسکپی و میکروسکپی قابل مشاهده است. برخی تورمالین‌ها دگرسان شده است (شکل ۳-۱۴- د).

۳-۵- متابازیت‌ها

همانطور که در فصل زمین‌شناسی منطقه گفته شد متابازیت‌ها را می‌توان در سه گروه توده‌های آذرین تفریق یافته (پریدوتیت، الیوین‌گابرو، گابرو و دیوریت)، دسته دایک‌های بازیک و بازالت‌ها و آتشفشانی– تخریبی‌های وابسته رده‌بندی کرد.

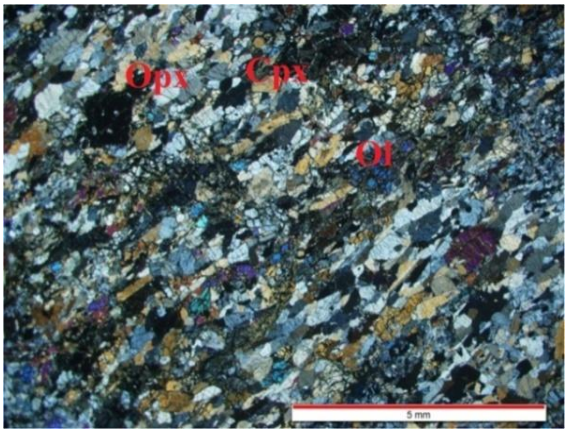
۳-۵-۱- توده‌های آذرین بازیک دگرگون شده

بر اساس مطالعات پتروگرافی، سنگ‌های سازنده این توده‌های نفوذی تفریق یافته را می‌توان به پریدوتیت، الیوین‌گابرو، گابرو و دیوریت طبقه‌بندی کرد.

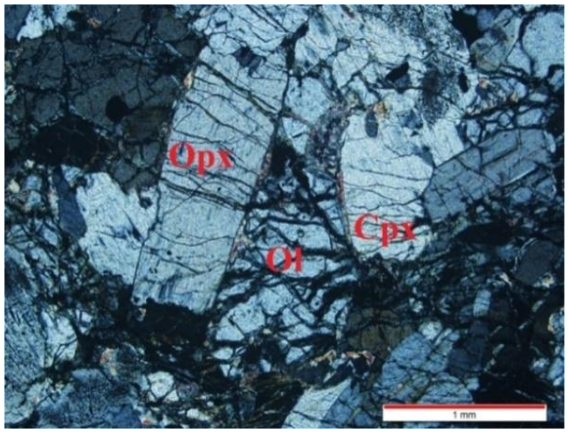
۳-۵-۱-۱- پریدوتیت‌ها

در برخی از بخش‌های گابرویی مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه، جدایش ثقلی کانی‌های الیوین و پیروکسن به تشکیل انباشته‌های پریدوتیتی به ضخامت چندین متر منجر شده است. البته مقاطع نازک تهیه شده از این انباشته‌ها نشان می‌دهد که آنها دارای لایه‌بندی یا لامیناسیون در مقیاس سانتیمتری تا میلیمتری ریز هستند.

الیوین‌ها، کلینوپیروکسن‌ها و ارتوپیروکسن‌ها از کانی‌های اصلی سازنده آنها هستند و فلوگوپیت به مقدار کم در این سنگ‌ها یافت می‌شود (شکل ۳- ۱۵). پیروکسن‌ها از نوع کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن هستند و فراوانی کلینوپیروکسن بیشتر از ارتوپیروکسن می‌باشد. همچنین فاقد هرگونه کانی روشن نظیر پلاژیوکلاز هستند. الیوین‌ها حدود ۴۰ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص می‌دهند. در برخی از لامینه‌ها فراوانی آنها بیشتر و در برخی کمتر است.



الف



ب

شکل ۳-۱۵- الف) تصاویر میکروسکپی نشان‌دهنده کانی‌های سازنده پریدوتیت‌های مجموعه شترکوه (XPL). ب) حضور کانی‌های درشت الیوین و پیروکسن در پریدوتیت‌ها (XPL). توجه نمایید که تحمیل تنش‌های تکتونیکی به این سنگ‌ها، به توسعه برگوارگی و ردیف شدگی کانی‌ها، دانه‌ریز شدن (ساب‌گرین شدن) و ظهور خاموشی موجی منجر شده است.

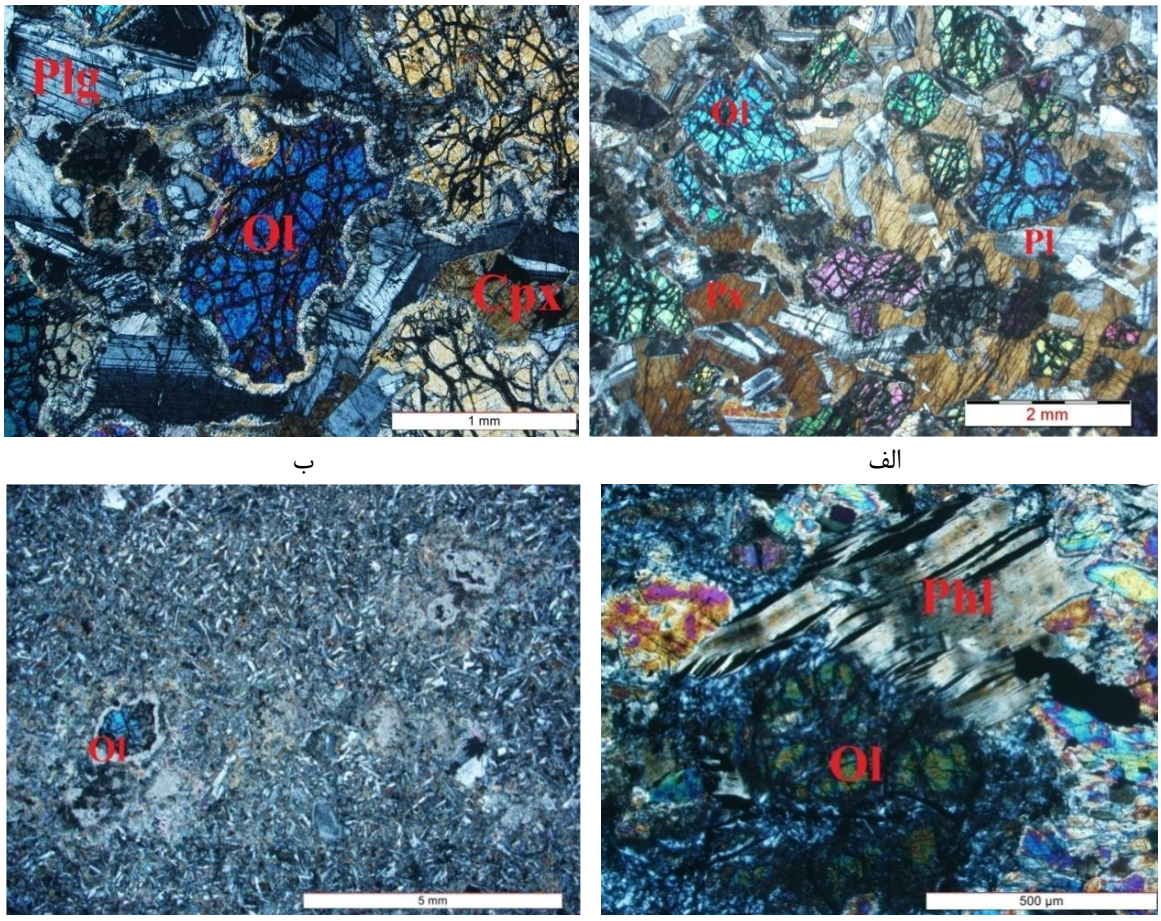
وجود پریدوتیت همراه با توده‌های نفوذی گابرودیوریتی مجموعه دگرگونی آذرین شترکوه بیانگر وقوع تبلور تفریقی و جدایش ثقلی در بخش‌های اتاق ماگمایی آنها می‌باشد و ممکن است بیانگر این موضوع نیز باشد که به شکل توده‌های نفوذی بازیک کوچک مقیاس به شکل سیل جای گرفته‌اند. ضخامت تقریبی کل سیل مورد نظر حدود ۳۰۰ متر است. بلورهای الیوین و پیروکسن، در ابتدای تفریق بلوری، از مذاب جدا شده‌اند و به صورت ثقلی، ته نشین شده‌اند و کومولاهای پریدوتیتی کنونی را تشکیل داده‌اند.

۳-۵-۱-۲- الیوین‌گابروها

بخش‌های دگرگون نشده الیوین گابروها از الیوین، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و فلوگوپیت به عنوان کانی‌های اصلی تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۱۶). اسفن، روتیل و کانی‌های اپک کانی‌های فرعی این گروه سنگی است. کلریت و اکسیدهای آهن کانی‌های ثانویه الیوین گابروها هستند. این سنگ‌ها دارای بافت‌های کومولایی، گرانولار، افیتیک و ساب افتیک هستند. در بخش‌های حاشیه‌ای الیوین گابروها بافت پورفیروئیدی نشان می‌دهند که بیانگر انجماد سریع آنها در این بخش‌ها می‌باشد (شکل ۳-۱۶-د).

الیوین

از ویژگی‌های الیوین گابروها، حضور مقادیر فراوان الیوین دارای حاشیهٔ واکنشی است (شکل ۳-۱۷- الف). الیوین‌ها عمدتاً شکلدار و نیمه‌شکلدار هستند و بافت سیمپلکتیک[1] و کرونا که ناشی از واکنش بین دو فاز ناپایدار مجاور یکدیگر می‌باشد را نشان می‌دهند. اغلب سیمپلکتیت‌ها، با دگرگونی‌های درجه بالا، به‌ویژه گرانولیت‌ها و گنیس‌های درجه بالا همراهند و آن‌ها را ناشی از کاهش فشار در خلال بالازدگی این مجموعه‌ها می‌دانند. سیمپلکتیت‌ها، معمولاً در مرز بین کانی‌های واکنشی دیده می‌شوند و در این حالت، به حاشیه‌های کلیفیتی معروفند (قاسمی، ۱۳۹۴).



ب الف

د ج

شکل ۳-۱۶- الف) تصاویر میکروسکپی نشان‌دهنده کانی‌های سازنده الیوین‌گابروهای مجموعه شترکوه. ب) بافت کرونا حاصل از واکنش بین پلاژیوکلاز و الیوین. ج) حضور کانی ورقه‌ای قهوه‌ای رنگ فلوگوپیت در کنار الیوین در الیوین گابروها (XPL). د) بافت پورفیروئیدی با زمینه میکرولیتی در بخش‌های حاشیه‌ای الیوین‌گابروها (XPL).

1 - Symplectic

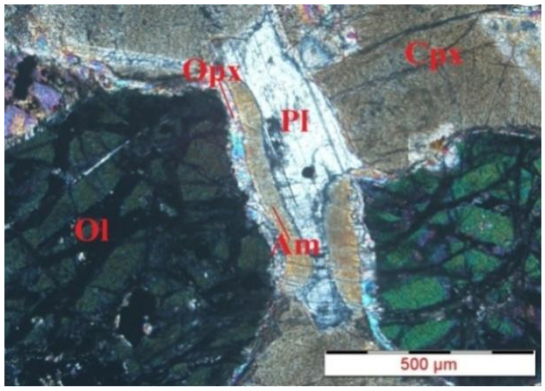
به اعتقاد بسیاری از پژوهشگران، مطالعه بافت‌های کرونایی بسیار حائز اهمیت می‌باشد، زیرا شرایط دما- فشار دگرگونی برگشتی و فرایندهای تکاملی بعدی را در ترازهای عمیق لیتوسفر قاره را ثبت می‌کند (Griffin, 1971; Whitney & McLelland, 1973; Gardner & Robbins, 1974; Johnson & Carlson, 1990, Safonov, 1998; Larikova, 2000; Hass et al., 2002). به باور Claeson, 1998 کرونا گوشته‌ای یا پوششی از کانی‌هایی در بر گیرنده یک هسته بی‌شکل است. در بین جفت کانی‌های آذرین (الیوین- پلاژیوکلاز و ایلمنیت- پلاژیوکلاز) واکنش‌های ساب‌سالیدوس رخ داده و بخش‌هایی از آنها مصرف شده‌اند (شکل ۳-۱۷- ه و و). عدم تعادل بین این جفت کانی‌ها دلیل اصلی تشکیل بافت کرونا می‌باشد. ویژگی عادی بسیاری از سنگ‌های گابرویی، وجود کروناهای واکنشی بین الیوین و پلاژیوکلاز می‌باشد (Turner & Stuwe, 1992). Kretz, 1994، اعتقاد دارد که کرونا ساختار کوچک مقیاسی است که در اطراف یک کانی، که با کانی‌های اطرافش واکنش داده، توسعه یافته است. این امر به علت تغییرات فاکتورهای شیمیایی یا فیزیکی در طی رخداد حوادث دگرگونی پیشرونده یا پسرونده و یا با فرایندهای سرد شدن سنگ‌های آذرین در ارتباط می‌باشد. حاشیه‌های کرونا در نتیجه واکنش‌های ناکامل بین هسته و فازهای مجاور آن تشکیل می‌شود (Best, 2003). الیوین و پلاژیوکلاز طبق واکنش زیر (Turner & Stuwe, 1992) می‌توانند به کانی‌های جدید تبدیل شوند و بافت کرونا را تشکیل دهند.

$$Ol + SiO_2 \rightarrow opx \qquad (۶-۳)$$

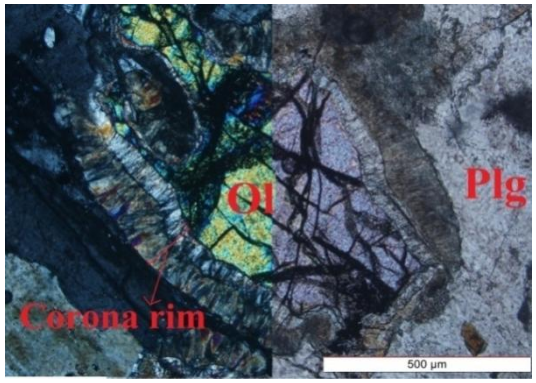
$$Ol + Plg + H_20 \rightarrow Opx + An \pm Amph \qquad (۷-۳)$$

حاشیه کرونا در اطراف کانی‌های الیوین در مجاورت پلاژیوکلازهای الیوین‌گابروها به خوبی توسعه یافته است ولی در اطراف الیوین‌های محبوس شده در بین کلینوپیروکسن‌ها، که در مجاورت با پلاژیوکلازها نیستند، مشاهده نمی‌شود (شکل ۳-۱۷- د). ارتوپیروکسن+ اسپینل+ آمفیبول، به عنوان محصول جانشینی برگشتی ناشی از واکنش الیوین+ پلاژیوکلاز+ آب (قاسمی، ۱۳۹۴) در این سنگ‌ها هستند. ارتوپیروکسن+ آمفیبول، به عنوان محصول جانشینی برگشتی ناشی از واکنش الیوین و

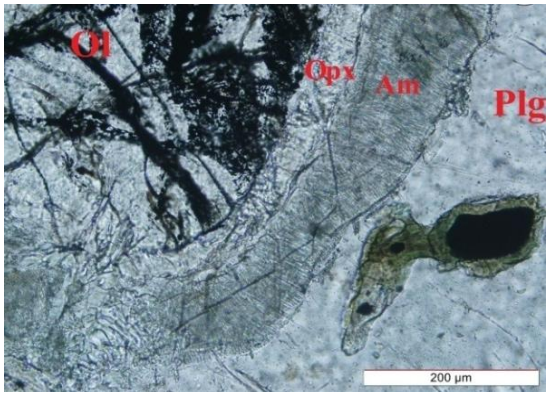
پلاژیوکلاز در اطراف بلورهای الیوین مشاهده می‌شود. پیروکسن‌های موجود در حاشیه سیمپلکتیت از نوع انستاتیت می‌باشد (شکل ۳-۱۷- د).



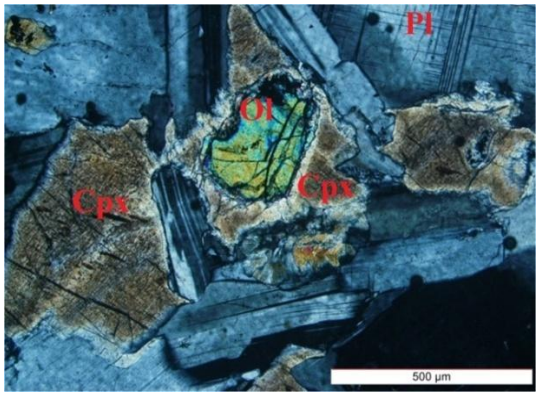
ب



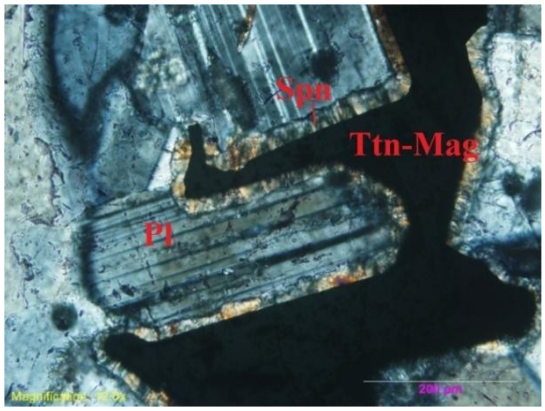
الف



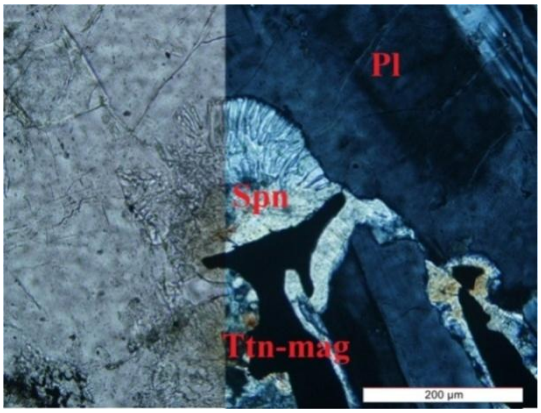
د



ج



و



ه

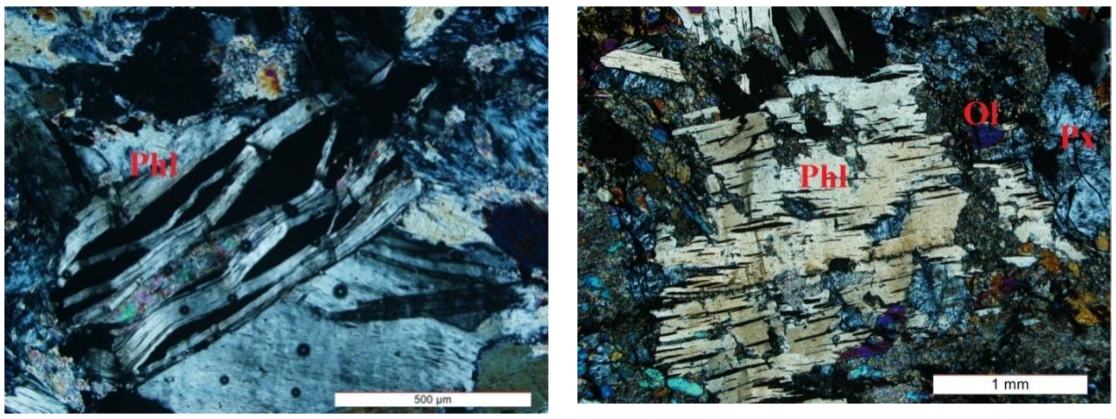
شکل ۳-۱۷- الف و ب) تصاویر میکروسکپی نشان‌دهنده بافت زیبای کرونا در اطراف الیوین‌های در تماس با پلاژیوکلازها در الیوین‌گابروهای مجموعه شترکوه (XPL). ج) تصویر میکروسکپی نشان‌دهنده بلور الیوین محاط شده در کلینوپیروکسن، همانگونه که مشخص است هیچگونه بافت کرونایی در اطراف آن ایجاد نشده است (XPL). د) نمای نزدیکی از حاشیه کرونا و دو لایه آمفیبولی و ارتوپیروکسنی سازنده آن (PPL). و- ه) تشکیل بافت کرونا متشکل از اسفن در اطراف کانی تیتانومگنتیت در الیوین‌گابروها (XPL).

پیروکسن

پیروکسن‌های موجود در الیوین‌گابروها بر اساس نتایج آنالیز مایکروپروب از نوع اوژیت هستند (به مبحث شیمی کانی‌ها (فصل پنجم) مراجعه شود). این کانی به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار فضای بین پلاژیوکلازها را پر کرده است. شکل‌گیری بافت ساب‌افیتیک حاصل رشد همزمان پیروکسن و در پلاژیوکلاز می‌باشد. در برخی نقاط اوژیت در طی فرایند دگرسانی به آمفیبول تبدیل شده است.

فلوگوپیت

فلوگوپیت با رنگ قهوه‌ای ملایم یا کم رنگ، در بعضی از سنگ‌های الیوین گابرویی حضور دارد. فلوگوپیت‌ها بصورت بلورهای ورقه‌ای یا تیغه‌ای شکل نازک و طویل به همراه مگنتیت در مقاطع میکروسکپی مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۱۸). حضور فلوگوپیت در سنگ‌های گابرودیوریتی با ماهیت گوشته‌ای آنها سازگار است و بیانگر بالا بودن پتاسیم در ماگمای تشکیل دهنده آنها می‌باشد. K_2O مورد نیاز به احتمال زیاد از طریق ذوب بخشی سنگ منشاء گوشته‌ای فراهم شده است.



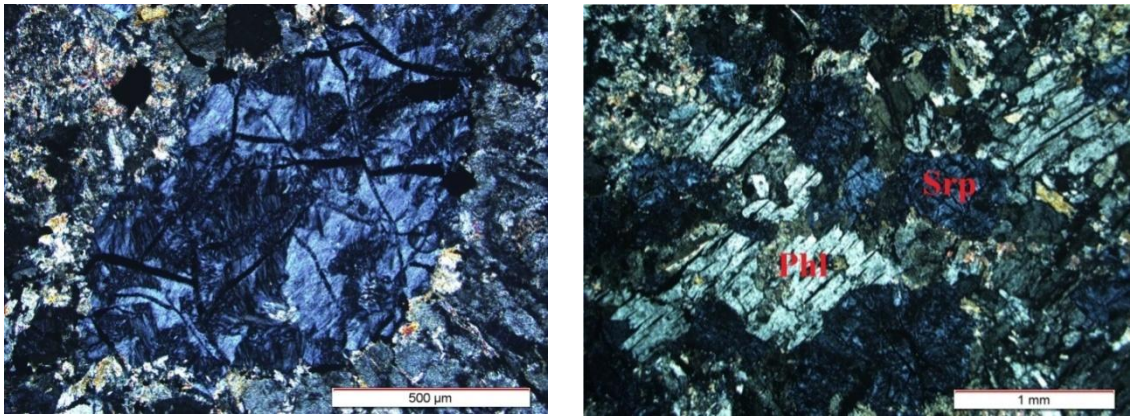
شکل ۳-۱۸- تصاویری از حضور فلوگوپیت در الیوین‌گابروهای جنوب شترکوه (XPL).

سرپانتین

محصولات اصلی دگرسانی الیوین‌ها، سرپانتین و اکسیدهای آهن هستند که در امتداد شکستگی‌ها و سطوح ضعف این کانی تشکیل شده‌اند. ورود آب و سیلیس به داخل الیوین به همراه منیزیم موجود در

این کانی سبب تشکیل سرپانتین شده است. آهن اضافی نیز در ترکیب با اکسیژن به تشکیل مگنتیت منجر شده است (Majumdar et al,. 2016).

$$3Mg_2SiO_4+SiO_2 +4H_2O \leftrightarrow 2Mg_3Si_2O_5(OH)_4 \qquad (۸-۳)$$



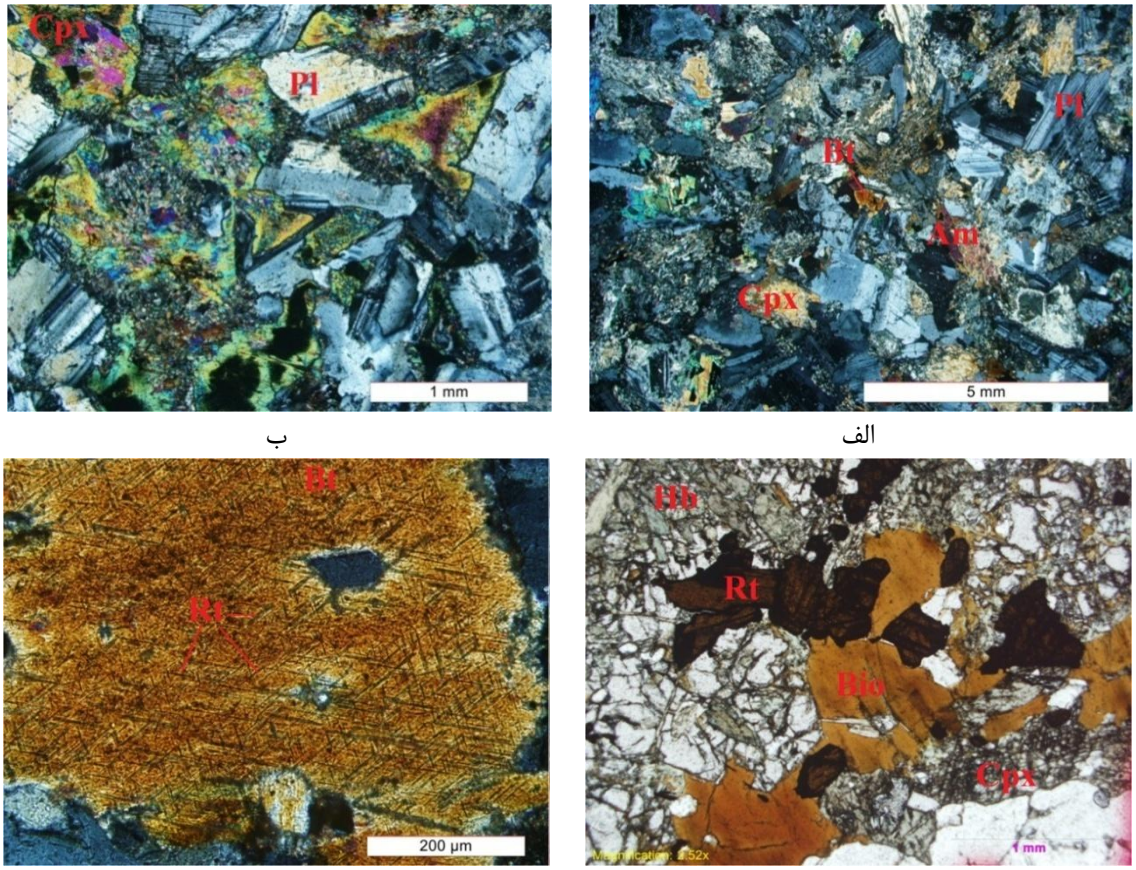
شکل ۳-۱۹- دگرسانی الیوین و تبدیل آن به سرپانتین در الیوین‌گابروها (XPL).

کانی‌های اوپک

کانی‌های اوپک هم به صورت اولیه (حاصل از تبلور) و هم ثانویه (حاصل دگرسانی) در مقاطع میکروسکپی الیوین گابروها دیده می‌شوند. این کانی‌ها غالباً به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل در کنار الیوین و پیروکسن مشاهده می‌شود. همچنین در فضای بین فلوگوپیت الیوین‌گابروهای فلوگوپیت‌دار را پر کرده‌اند.

۳-۵-۱-۳- گابروها

گابروها از کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و به مقدار کم آمفیبول تشکیل شده‌اند و دارای بافت دانه‌ای (گرانولار)، افیتیک، ساب‌افیتیک و پوئی‌کلیتیک می‌باشند. بیوتیت، روتیل، آپاتیت، زیرکن و مگنتیت کانی‌های فرعی گابروها هستند. اسفن ثانویه، اکسیدهای آهن و اپیدوت کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌ها هستند.



ب الف

د ج

شکل ۳-۲۰- الف و ب) تصاویر میکروسکپی نشان‌دهنده حضور کلینوپیروکسن (اوژیت) و پلاژیوکلاز در گابروها (XPL)، ج) حضور روتیل‌های دانه‌ای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار در کنار بیوتیت در گابروها (PPL)، د) تصویر میکروسکپی نشاندهنده بافت ساژنیت حاصل از آرایش ستاره‌ای شکل سوزن‌های روتیل‌ها در بیوتیت (XPL).

سوزن‌های ریز روتیل در درون بیوتیت‌ها مشاهده می‌شود. این بلورها در بیشتر موارد با زاویه ۶۰ درجه یکدیگر را قطع می‌کنند و اشکال ستاره مانندی را ایجاد می‌کنند که به بافت ساژنیت[1] معروف می‌باشد (Niggli, 1965; Shau et al., 1991; Yui et al., 2001) (شکل ۳-۲۰- د). حضور روتیل در بیوتیت‌ها معرّف وجود مقادیر بالای TiO_2 در ماگمای سازنده سنگ‌های مورد بحث می‌باشد. این کانی همچنین به مقدار فراوان در متن سنگ‌های مورد مطالعه حضور دارد و به صورت بلورهای عمدتاً بی‌شکل، با برجستگی بالا و رنگ قهوه‌ای تند در گابروها یافت می‌شود.

1- Sagenite texture

۳-۵-۱-۴- دیوریت‌ها

دیوریت‌های مجموعه شترکوه دارای بافت دانه‌ای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند (شکل ۳-۲۳). پلاژیوکلاز و هورنبلند و گاهی بیوتیت کانی‌های اصلی و اسفن، آپاتیت وکانی های اپک کانی‌های فرعی سازنده دیوریت‌ها هستند. سنگ‌های دیوریتی، ساخت‌های میکروسکپی ماگمایی یا فابریک ماگمایی با بافت گرانولار نشان می‌دهند و گاهی تحت تأثیر تنش‌های تکتونیکی دارای دگرشکلی و جهت‌یافتی موضعی هستند.

هورنبلند سبز

هورنبلند سبز فراوان‌ترین کانی مافیک موجود در دیوریت‌ها است که غالباً شکل‌دار و نیمه شکل‌دار می‌باشد. در برخی جاها نیز ادخال‌هایی از اسفن، آپاتیت، پلاژیوکلاز، کوارتز و کانی‌های اپک در این کانی یافت می‌شود (شکل۳- ۲۱- الف و ب).

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز فراوانترین کانی موجود در دیوریت‌هاست که عمدتاً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار می‌باشد، اندازه آن از چند میکرومتر تا چند میلیمتر متغیّر است، با ماکل پلی‌سینتتیک و منطقه‌بندی ترکیبی نیز نشان می‌دهد.

پدیده منطقه‌بندی ترکیبی پلاژیوکلازها، نشانه عدم پایداری شرایط تشکیل آن‌ها می‌باشد. در برخی سنگ‌ها پلاژیوکلازها در اثر پدیده دگرسانی به اپیدوت وکلسیت تبدیل شده‌اند.

بیوتیت

بیوتیت گاهی با فراوانی بسیار به صورت اولیه دیده می‌شود. بیوتیت‌های اولیه شکل‌دار، قهوه‌ای رنگ و دارای چند رنگی می‌باشند. بلورهای بیوتیت، حاوی مقداری Ti (تیتانیم) در ساختمان خود می‌باشند و هنگامی که بیوتیت‌های تیتانیم‌دار دگرسان می‌شوند در امتداد رخ‌ها، شکستگی‌ها و سطوح دگرسان شده؛ تجمعات ریز دانه کرمی رنگی دیده می‌شود که در واقع اسفن ($CaTiSiO_5$) هستند (شکل ۳-

۲۱- د). کلسیم لازم برای تشکیل اسفن، از کانی‌های مجاور تأمین می‌شود (در واقع از تخریب کانی‌های مجاور مثل پلاژیوکلازها تأمین می‌شود).

کوارتز

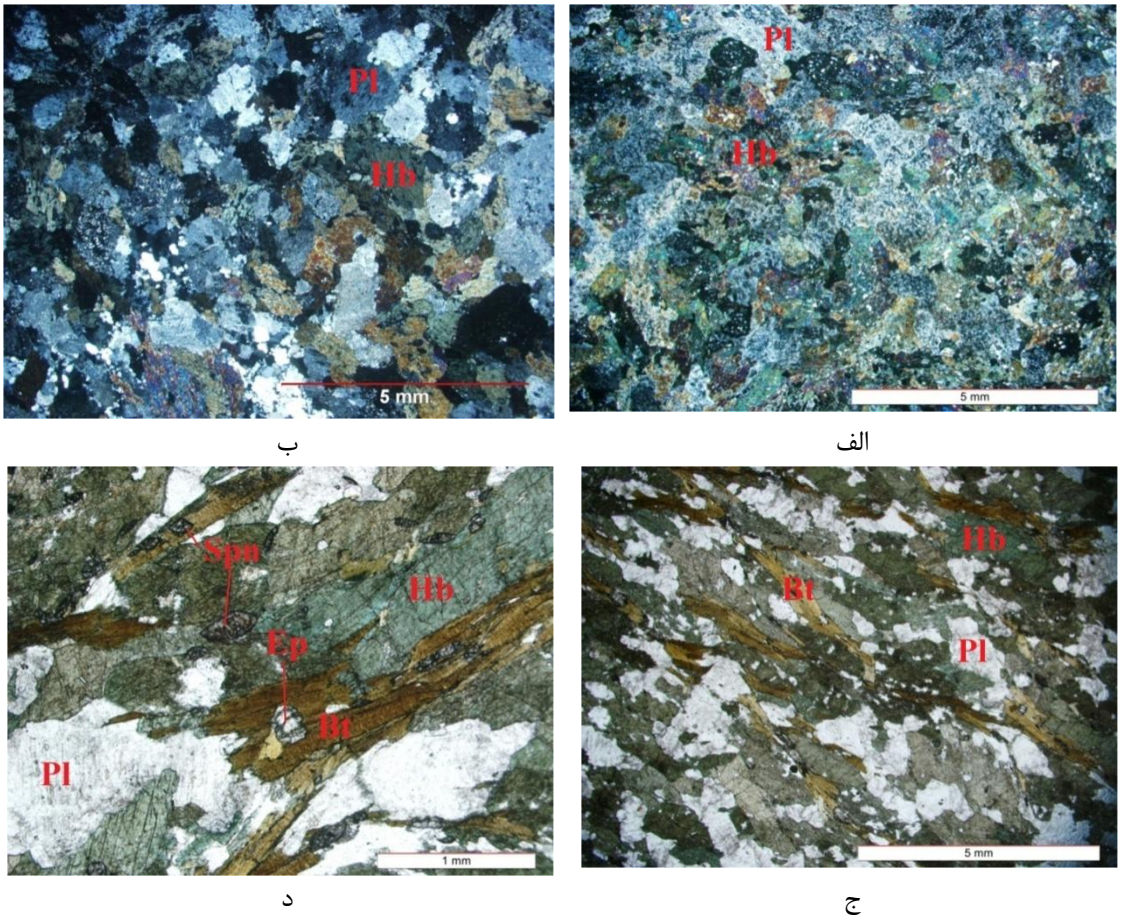
این کانی حجم بسیار کمی از کانی‌های سازنده سنگ‌های دیوریتی را به خود اختصاص می‌دهد. کانی کوارتز در این سنگ‌ها به صورت بین دانه‌ای و تأخیری فضای خالی بین دانه‌ها، در مراحل پایانی تبلور را پر کرده است.

اسفن

اسفن به صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار و یا غالباً بی‌شکل و ریز دانه دیده می‌شود. انواع بی‌شکل آن با برجستگی بالا همراه با کانی‌های اوپک و به صورت ثانویه هستند. انواع شکل‌دار اسفن به صورت کانی مستقل و اولیه و به صورت ادخال در هورنبلند و پلاژیوکلاز یافت می‌شوند (شکل۳- ۲۱- د).

آپاتیت

آپاتیت یکی از کانی‌های فرعی و مهم موجود در سنگ‌های دیوریتی است، که در این گروه سنگی نسبتاً فراوان‌تر بوده و غالباً به صورت سوزن‌های طویل مشاهده می‌شود. این کانی در پلاژیوکلازها اغلب به صورت ادخال در اندازه چند میکرومتر مشاهده می‌شود، در ضمن به صورت ادخال در کانی‌های بیوتیت، هورنبلند سبز یا پیروکسن نیز یافت می‌شود. حضور گسترده این کانی در سنگ‌های دیوریتی، معرف بالا بودن میزان P_2O_5 در ماگمای سازنده این سنگ‌ها می‌باشد.



شکل ۳-۲۱- الف و ب) تصاویر میکروسکپی نشان‌دهنده ویژگی‌های بارز دیوریت‌ها. پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز و گاهی بیوتیت از کانی‌های اصلی دیوریت‌ها محسوب می‌شوند (XPL). ج) ظهور بیوتیت‌های جهت یافته در دیوریت‌های مجموعه شترکوه (PPL)، د) اسفن و اپیدوت در کنار بیوتیت در دیوریت (PPL).

کانی‌های اوپک

کانی‌های اوپک در اندازه و فراوانی‌های متغیّر و به صورت مستقل یا هم‌رشد با کانی‌های بیوتیت و هورنبلند سبز، در دیوریت‌ها می‌شوند و قبل یا همزمان با کانی‌های نامبرده تشکیل شده‌اند. حضور این کانی‌ها نشان از فوگاسیته بالای اکسیژن در زمان تشکیل این سنگ‌ها دارد.

کانی‌های ثانویه

اپیدوت مهمترین کانی ثانویه موجود در دیوریت‌ها است که از دگرسانی پلاژیوکلاز و هورنبلند ایجاد شده است. در نمونه‌هایی که پلاژیوکلازهای کلسیک‌تر داشته، اپیدوت ثانویه در آنها فراوانتر است، در

طی نقل و انتقال عناصر لازم برای تشکیل اپیدوت، این کانی به صورت پوشش سطحی یا رگه و رگچه تشکیل شده است. حضور اپیدوت و کلریت معرّف وجود آب در طی دگرسانی است.

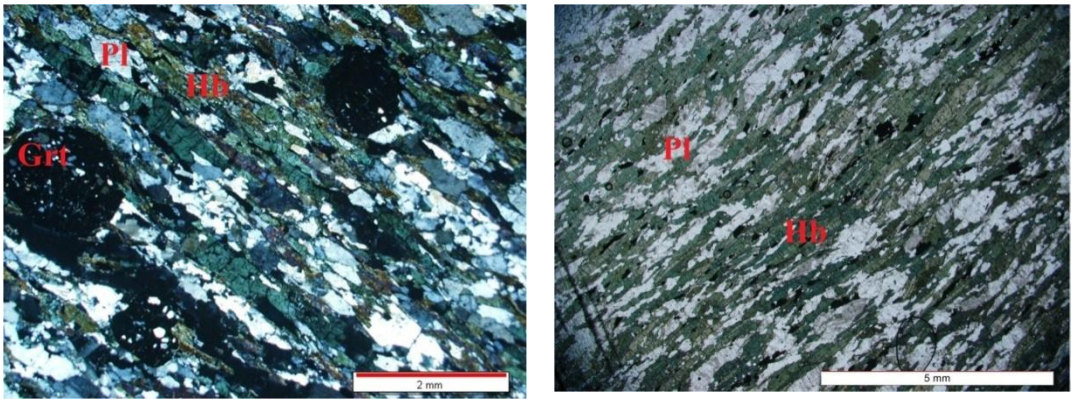
۳-۵-۲- آمفیبولیت‌ها

هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز، گارنت و به مقدار کمتر کوارتز سازندگان اصلی آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی شترکوه هستند. اسفن، ایلمنیت، مگنتیت، زیرکن و آپاتیت، کانی‌های فرعی رایج آمفیبولیت هستند. از بین کانی‌های فرعی، اسفن بیشترین فراوانی را دارد. اپیدوت و کلسیت نیز به صورت کانی-های ثانویه در این سنگ‌ها یافت می‌شود. به علت تحمل دگرریختی شدید، ریزچین‌هایی در مقیاس-های ماکروسکپی تا میکروسکپی در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. همانند متاپلیت‌ها، متابازیت‌ها نیز در بالاترین حد دمایی، متحمل ذوب‌بخشی شده‌اند و لوکوسم‌های تونالیتی را به وجود آورده‌اند که از مقیاس میکروسکپی تا صحرایی قابل مشاهده است.

بافت‌های نماتوبلاستی و پورفیروبلاستی از بافت‌های رایج در آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌ها است. جهت‌یابی ترجیحی کانی‌ها در حین دگرگونی و دگرریختی به ایجاد برگوارگی و خطوارگی بارز در آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌ها منجر شده‌است (شکل ۳-۲۲).

هورنبلندهای سبز به صورت سوزنی و شکل‌دار در نمونه‌های دستی دیده می‌شوند. حضور هورنبلندهای سبز خطوارگی بارزی را ایجاد کرده است. حضور هورنبلند در این سنگ‌ها بر شکل‌گیری آمفیبولیت از طریق واکنش‌های آبگیری سنگ‌های آذرین مافیک اولیه دلالت می‌کند. در واقع مجموعه پیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ‌های آذرین مافیک اولیه، در طی واکنش آبگیری به مجموعه آمفیبول و پلاژیوکلاز تبدیل شده‌اند و ابتدا به شیست سبز و سپس آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت تحول یافته‌اند. این واکنش‌ها با آزادشدن مقداری سیلیس اضافی از ساختار پیروکسن همراه است که غالباً به‌صورت کوارتز در متابازیت‌ها مشاهده می‌شود با افزایش دما در متابازیت‌ها، آلومینیم بیشتری در موقعیت تتراهدری آمفیبول‌ها جانشین می‌شود و موجب تغییر آکتینولیت به هورنبلند می‌گردد.

پیدایش هورنبلند از ویژگی‌های شاخص رخساره آمفیبولیت در متابازیت‌ها است (Frost & Frost, 2014).



ب الف

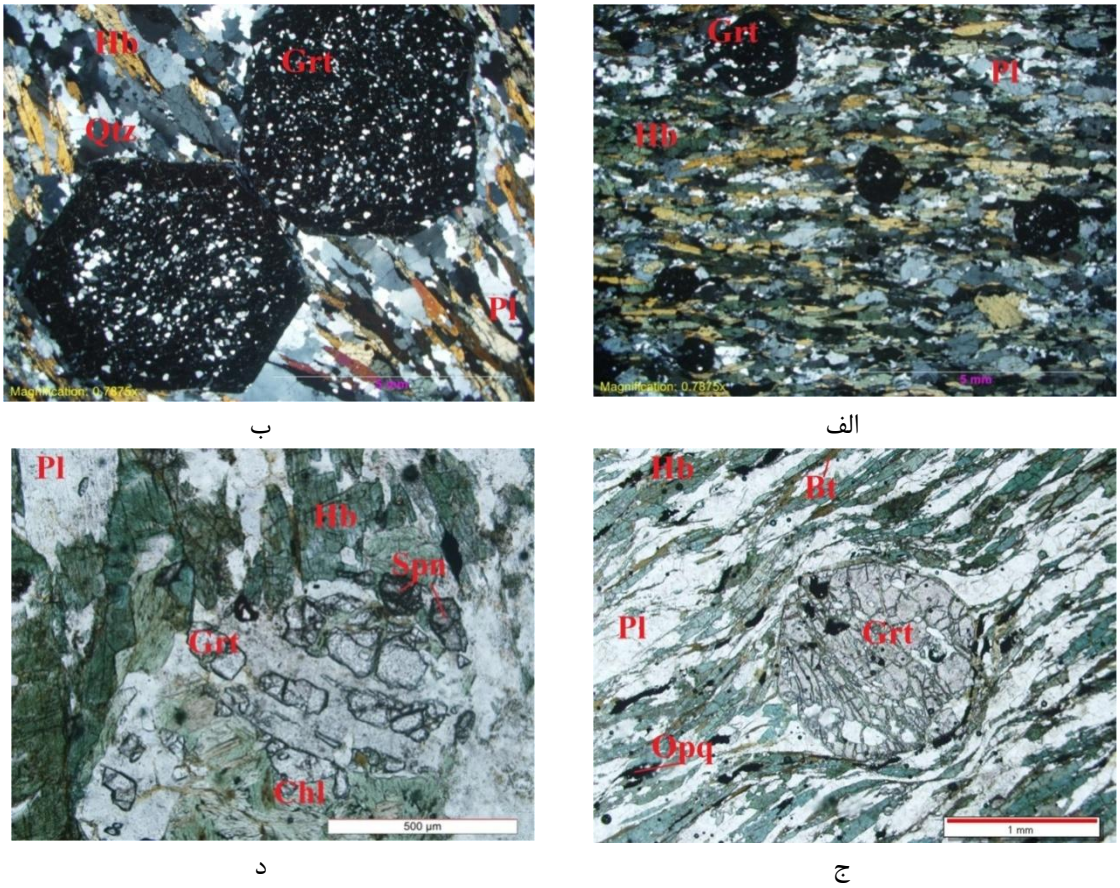
شکل ۳-۲۲- الف) بافت نماتوبلاستی ناشی از حضور هورنبلندهای سبز سوزنی شکل به همراه پلاژیوکلازهای جهت‌یافته در آمفیبولیت‌ها (PPL) و ب) بافت پورفیرونماتوبلاستی در گارنت آمفیبولیت‌ها (XPL).

گارنت

به صورت بلورهای شکل‌دار همراه با هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز در گارنت آمفیبولیت‌ها یافت می‌شود (شکل ۳-۲۳- ج). این گارنت‌ها از فراوانی و تمرکز زیادی برخوردار هستند. در برخی موارد، گارنت تحت‌تأثیر واکنش با سیالات، دگرسان شده و به کلریت تبدیل شده است. این گارنت‌ها سرشار از آلماندین و گروسولار هستند (به فصل شیمی کانی‌ها رجوع شود).

در اغلب موارد گارنت به صورت درشت بلورهای کاملاً شکل‌دار حاوی ادخال‌های کمی از کوارتز مشاهده می‌شوند. در برخی موارد پورفیروبلاست‌های گارنت حاوی ادخال‌های کوارتز با الگویی از چرخش هستند. بر اساس الگوهای مشاهده شده در ادخال‌های موجود در گارنت‌ها (به ویژه دانه‌های کوارتز)، می‌توان نتیجه گرفت، رشد بلورهای گارنت در خلال دگرگونی همزمان تا بعد از دگرریختی ایجاد شده‌اند و می‌توان آنها را پورفیروبلاست‌های همزمان با تکتونیک[1] تا بعد از تکتونیت[2] نامید.

1- Syn-tectonic
2- post-tectonic



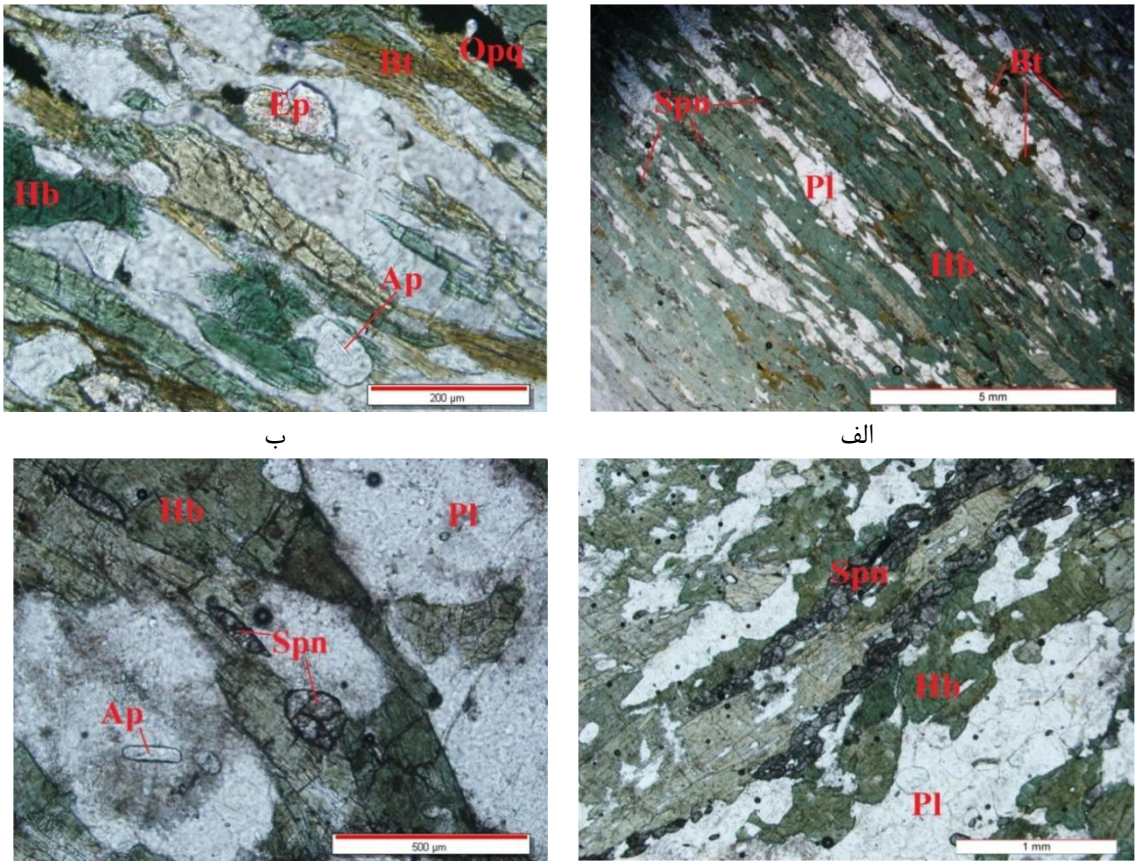
ب الف

د ج

شکل ۳-۲۳- الف) بافت پورفیروبلاستی ناشی از حضور پورفیروبلاست‌های گارنت در گارنت آمفیبولیت. به تمرکز کوارتز در اطراف پورفیروبلاست گارنت که حاصل آزادشدن سیلیس در طی واکنش‌های شکل‌گیری گارنت می‌باشد، توجه کنید (XPL). ب) پورفیروبلاست شکل‌دار گارنت حاوی ادخال‌هایی از کوارتز. بافت پورفیروبلاستی این گارنت، ناشی از رشد بعد از تکتونیک (دگریختی) آن می‌باشد (XPL). ج) پورفیروبلاست شکل‌دار گارنت حاوی ادخال‌های کوارتز و اکسید آهن (PPL). د) شکستگی و دگرسانی گارنت (PPL).

بیوتیت

بیوتیت‌های موجود در آمفیبولیت‌های مجموعه شترکوه در حاشیه آمفیبول‌ها مشاهده می‌شوند. در برخی موارد هورنبلندسبز به کانی‌هایی مانند اپیدوت و بیوتیت تبدیل شده است. این بیوتیت‌ها نوظهور هستند و به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شوند. به نظر می‌رسد سیالات پتاسیک به آمفیبول‌ها حمله کرده و یک متاسوماتیسم پتاسیک موضعی صورت گرفته است. این امر موجب تحول هورنبلندسبز به بیوتیت شده است. بیوتیت با فراوانی بسیار از طریق متاسوماتیسم پتاسیک هورنبلند تشکیل شده است. بیوتیت‌های ثانویه بی‌شکل و همراه با هورنبلند می‌شوند (شکل ۳-۲۴).



ب الف

د ج

شکل ۳-۲۴- الف) بافت نماتوبلاستی و بیوتیت‌زایی در آمفیبولیت‌های شترکوه (PPL). ب) تصویر میکروسکپی تبدیل هورنبلند سبز به بیوتیت در سنگ‌های دیوریتی (PPL). ج) ظهور مقادیر قابل توجه اسفن در آمفیبول‌ها (PPL). ج) تصویری از حضور اسفن و آپاتیت در آمفیبولیت‌ها (PPL).

اسفن

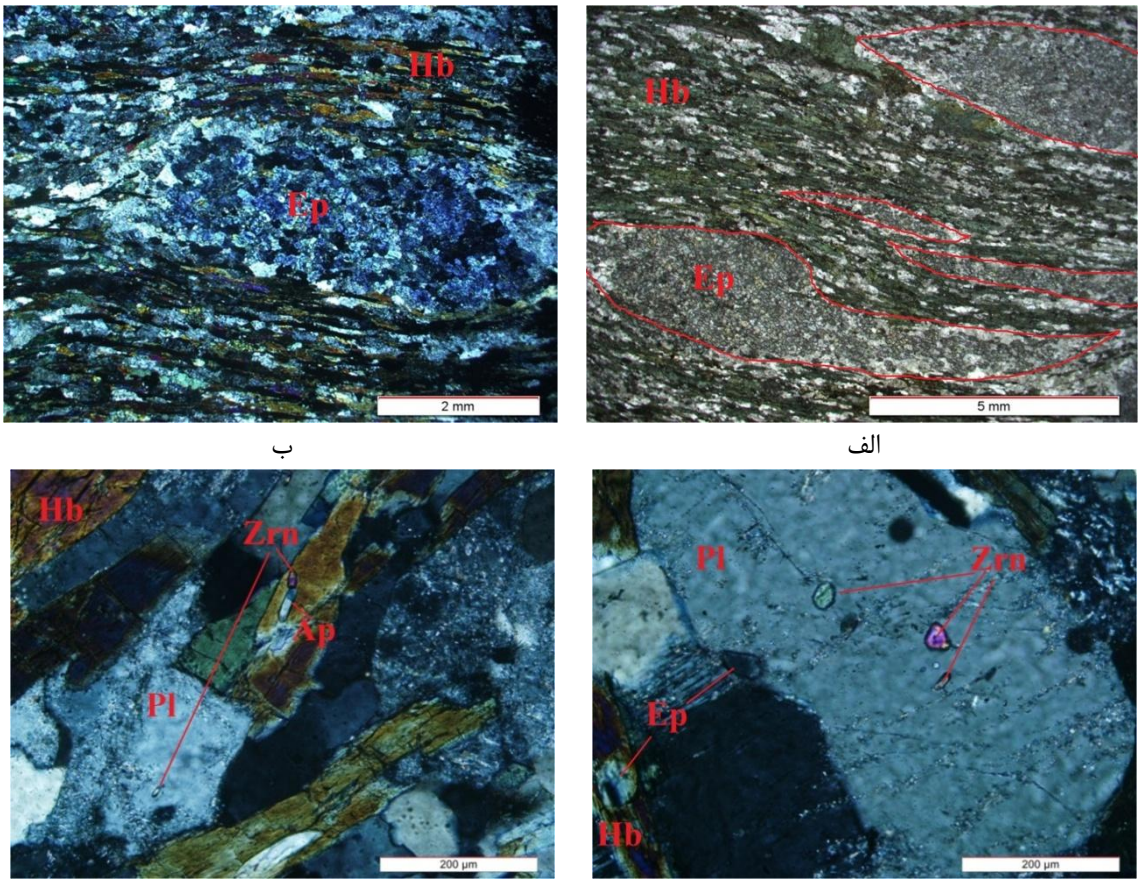
اسفن با برجستگی بالا و شکل گوه‌ای در آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌ها یافت می‌شود. اسفن به صورت پراکنده در مقاطع نازک مشاهده می‌شوند. این اسفن‌ها تماماً حاصل فرآیندهای دگرگونی هستند.

آپاتیت

آپاتیت معمولاً به صورت دانه‌های ریز و به شکل ادخال درون پلاژیوکلاز و گهگاه درون هورنبلندسبز، پلاژیوکلاز و بیوتیت یافت می‌شود (شکل ۳-۲۴- د). از ویژگی‌های بارز این کانی، برجستگی بالا و پلئوکروئیسم متمایل به زرد است.

اپیدوت

اپیدوت از دگرسانی پلاژیوکلازها و برخی هورنبلندهای سبز حاصل شده است. اپیدوت‌ها به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار هستند و در طی دگرسانی حاصل شده‌اند. در برخی از سنگ‌ها اپیدوت‌زایی گسترده‌ای صورت گرفته است و گاه فلدسپات‌های چشمی شکل موجود در آمفیبولیت‌ها، کاملاً به اپیدوت تبدیل شده‌اند (شکل۳-۲۵).



شکل ۳-۲۵- الف و ب) اپیدوت‌های جانشین شده به جای چشم‌های پلاژیوکلازی یا گارنتی در آمفیبولیت‌های شترکوه. ج و د) زیرکن همراه با آپاتیت به صورت ادخال در پلاژیوکلازها و بیوتیت‌های موجود در آمفیبولیت‌ها.

زیرکن

بلورهای منشوری کوتاه زیرکن به صورت شکل‌دار تا دانه‌های ریز بی‌شکل مشاهده می‌شوند. این کانی در آمفیبول‌ها و گاهی در فلدسپارها به صورت ادخال یافت می‌شود. این کانی با داشتن رنگ‌های سری

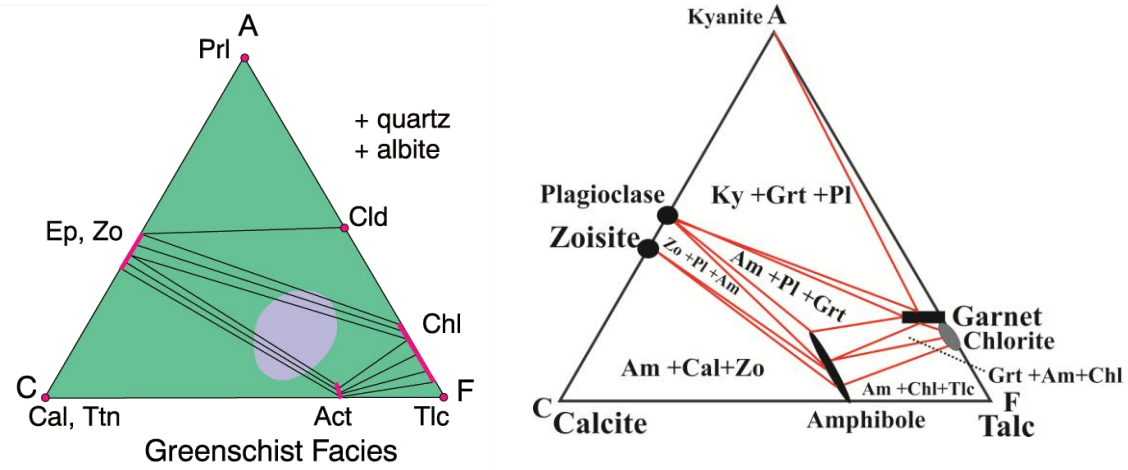
بالای جدول رنگی میشل لووی، برجستگی بالا و هاله‌ای تیره که ناشی از تشعشع عناصر رادیواکتیو از زیرکن (هاله پلئوکروئیک) می‌باشد، مشخص می‌گردد (شکل ۳-۲۵- ب).

۳-۶- برخی تحوّلات کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی صورت گرفته در متابازیت‌ها در رخساره‌های شیست سبز و آمفیبولیت

بر اساس مطالعات پتروگرافی، سنگ‌های متابازیتی در طی دگرگونی پیشرونده تحت شرایط رخساره‌های شیست سبز تا آمفیبولیت بالایی دگرگون شده‌اند. پروتولیت سنگ‌های مافیک دگرگون شده (که متابازیت‌ها نامیده می‌شوند) بازالت یا گابرو بوده است (Frost & Frost, 2014). با در نظر گرفتن ترکیب اولیه گابرویی متشّکل از پیروکسن و پلاژیوکلاز ± هورنبلندسبز است و می‌توان چگونگی این تغییرات را مورد بررسی قرار داد.

مجموعه آذرین اولیه متابازیت‌ها برخلاف پلیت‌ها، از کانی‌های بی‌آب تشکیل شده که این مجموعه کانی‌ها در دماهای بالاتر پایدار هستند. در هنگام تدفین در زیر توالی‌های رسوبی، اولین تغییرات آن‌ها شامل ظهور کانی‌های آب‌دار است. در سنگ‌های بازالتی حفره‌ای و توف‌ها، ممکن است هیچ کانی اولیه‌ای سالم نماند. امّا، لایه‌های گدازه‌ای متراکم، سیل‌ها، دایک‌ها و توده‌های گابرویی غالباً محفوظ می‌مانند (قاسمی، ۱۳۹۵). دگرگونی سنگ‌های مافیک، معمولاً از رخساره شیست سبز ظاهر می‌شود که منطبق بر زون‌های کلریت و بیوتیت سنگ‌های پلیتی همراه آن‌هاست. اگرچه، بافت‌های آذرین باقیمانده ممکن است حفظ شده باشند، امّا کانی‌شناسی سنگ‌ها منعکس کننده تعادل دوباره در شرایط دگرگونی است.

بر اساس نمودار ACF برگرفته از Bucher & Grapes (2011) مهمّترین فازهای سازنده متابازیت‌ها، پلاژیوکلاز، آمفیبول، اپیدوت، کلریت و گارنت می‌باشند (شکل ۳-۲۶).



شکل ۳-۲۶- الف) نمودار ACF نشاندهنده روابط فازی شاخص سنگ‌های متابازیتی در شرایط دما و فشارهای مختلف (Bucher & Grapes, 2011. ب) نمودارACF که نشان دهنده مجموعه کانی‌های شاخص متابازیت‌ها در رخساره شیست سبز است. طیف ترکیب سنگ‌های مافیک معمول، با سایه مشخص شده است (قاسمی، ۱۳۹۵ ,Winter ;(2001.

پیروکسن و پلاژیوکلاز، کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ‌های آذرین مافیک اولیه (دایک‌های دیابازی) بوده‌اند، کانی‌های ذکر شده در طی واکنش آبگیری به مجموعه آمفیبول و پلاژیوکلاز در سنگ‌های متابازیتی تبدیل شده‌اند. حضور آمفیبول در این سنگ‌ها بیانگر شکل‌گیری آمفیبول‌شیست‌ها از طریق انجام واکنش‌های آبگیری سنگ‌های آذرین مافیک اولیه می‌باشد. در واقع این واکنش‌ها با آزادشدن مقداری سیلیس اضافی از ساختار پیروکسن همراه است که غالباً بصورت کوارتز در آمفیبول شیست‌ها مشاهده می‌شود. به اعتقاد Bucher & Grapes (2011) به طور کلی ۹۰ تا ۹۵ درصد سنگ‌های آذرین مافیک از پلاژیوکلاز و پیروکسن اوژیتی تشکیل شده‌اند. به علاوه این سنگ‌ها ممکن است حاوی سایر کانی‌های بدون آب از جمله ارتوپیروکسن، الیوین، مگنتیت، ایلمنیت، گارنت و غیره نیز باشند. در نهایت ترکیب شیمیایی پیچیده این سنگ‌ها در حین دگرگونی به طیفی از کانی‌های دگرگونی جدید تبدیل می‌شود. مقدار بالای CaO سازندگان اصلی این سنگ‌ها (Pl و Cpx) به طور جداگانه در شکل‌گیری تعدادی کانی دگرگونی کلسیم‌دار مانند پرهنیت، پومپله‌ایت، تیتانیت، اپیدوت، پلاژیوکلاز، آمفیبول و گارنت مشارکت می‌نماید (Bucher & Grapes, 2011). از آنجا که دمای سولیدوس سنگ‌های مافیک، برابر ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد می‌باشد لذا کانی‌های آبدار از

کانی‌های شاخص این سنگ‌ها نیستند و در آغاز دگرگونی بر خلاف سنگ‌های رسوبی که حداکثر میزان آب را دارند، در پایین‌ترین میزان آبداری خود هستند. لذا در دگرگونی دمای پایین این سنگ‌ها کانی‌های دگرگونی نوظهور، فازهای آبدار می‌باشند. به همین دلیل دسترسی به آب در آغاز دگرگونی این سنگ‌ها بسیار ضروری است. تغییر و تحوّلات این سنگ‌ها در طی دگرگونی از طریق واکنش‌های آبگیری صورت می‌گیرد (Frost & Frost, 2014). واکنش‌های آبگیری گرمازا هستند (Winter, 2001). گرمای آزاد شده از واکنش دگرسانی کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در بازالت برای ایجاد مجموعه پرهنیت، کلریت و زئولیت، دمای سنگ را تا ۱۰۰ درجه سانتیگراد بالا می‌برد و به پیشرفت درجه دگرگونی منجر می‌شود (Ferry, 1994). در مراحل اولیه دگرگونی این سنگ‌ها، پیروکسن‌ها به کلریت، آکتینولیت و پومپله‌ایت تجزیه می‌شوند. پرهنیت و پومپله‌ایت با افزایش دما به سرعت ناپایدار شده و با کانی‌های گروه اپیدوت از جمله زوئیزیت و کلینوزوئیزیت جانشین می‌شوند (Bucher & Grapes, 2011).

در سنگ‌های متابازیتی تغییرات کانی‌شناسی در آغاز دگرگونی بسیار بیشتر از متاپلیت‌ها است، ولی در خلال دگرگونی پیشرونده با افزایش درجه دگرگونی، تغییرات بسیار اندک است (قاسمی، ۱۳۹۵). برای مثال در شرایط رخساره شیست‌سبز، این سنگ‌ها از مجموعه آلبیت + کلریت + آکتینولیت + اپیدوت تشکیل شده‌اند. در حالی‌که در شرایط رخساره آمفیبولیت، از مجموعه پلاژیوکلاز (An>17) + هورنبلند ± بیوتیت ± اپیدوت تشکیل شده‌اند که آمفیبولیت نام دارد (Bucher & Grapes, 2011).

تغییرات پیشرونده شاخص در متابازیت‌ها با تغییر ترکیب پلاژیوکلاز و آمفیبول همراه است. به طور کلی ترکیب پلاژیوکلازها از آلبیت در سنگ‌های درجه پایین تا پلاژیوکلازهای کلسیک‌تر (آندزین) در درجات بالاتر تغییر می‌یابد. با توجه به شرایط دما- فشار ترکیب آمفیبول نیز از آمفیبول‌های نوع آکتینولیت در درجات پایین‌تر تا هورنبلندهای سدیم و آلومینیوم‌دار در درجات بالاتر بسته به دما و فشار تغییر می‌یابد (Yardley, 1989).

با افزایش دما در متابازیت‌ها، آلومینیوم بیشتری در موقعیت تتراهدری آمفیبول‌ها جانشین می‌شود و موجب تغییر آکتینولیت به هورنبلند می‌شود. پیدایش هورنبلند از ویژگی‌های شاخص رخساره آمفیبولیت در متابازیت‌ها است. به علاوه با افزایش دما در دگرگونی پیشرونده، Ca در ساختار پلاژیوکلاز پایدار شده و اپیدوت محو می‌شود (Frost & Frost, 2014).

الف- گذر از رخساره شیست سبز به آمفیبولیت

آمفیبولیت‌ها در رخساره شیست‌سبز دارای مجموعه Pl + Amp + Qtz + Tt ± Bt ± Ep ± Chl هستند. گذر از رخساره شیست سبز به رخساره آمفیبولیت با دو تغییر کانی‌شناختی اصلی مشخص می‌شود. ۱- تبدیل آلبیت به الیگوکلاز (افزایش مقدار کلسیم پلاژیوکلاز پایدار، با افزایش دما و عبور از محدوده نبود پریستریت). ۲- گذر از اکتینولیت به هورنبلند. (این امر سبب می‌شود که بتواند در دماهای بالاتر مقادیری اضافی آلومینیم و آلکالی‌ها را در ساختار بلوری خود جای دهد). هردوی این تغییرات، در درجه دگرگونی تقریباً مشابهی صورت می‌گیرند. واکنش‌هایی که باعث ایجاد پلاژیوکلاز کلسیک و هورنبلند می‌شوند، پیچیده و متغیّرند و شامل شکستن اپیدوت و کلریت برای تأمین کلسیم و آلومینیم مورد نیاز برای ساخت پلاژیوکلاز آنورتیتی‌تر و هورنبلند آلومینیم‌دار می‌باشند (Winter, 2001). در زیر واکنش‌های گذر از رخساره شیست سبز به آمفیبولیت و شکل‌گیری گارنت ارائه شده است (Bucher & Grapes, 2011).

$$21Qtz + 4\ Chl + 18\ Czo = 5\ Ts\text{ - amphibole} + 26\ An + 20\ H_2O \qquad (۸-۳)$$

$$4\ Fe_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 21\ SiO_2 + 18\ Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 =$$
$$5\ Ca_2(Fe,Mg)_3(Al)_2(Al_2Si_6O_{22}(OH)_2 + 26\ CaAl_2Si_2O_8 + 20\ H_2O$$

واکنش زیر، تغییر ترکیب پلاژیوکلازها و شکل‌گیری هورنبلندهای نوع چرماکیت در شرایط رخساره مرزی بین شیست سبز و آمفیبولیت را نشان می‌دهد:

$$Ab + Ep + Chl + Qtz = Oligoclase + Tshermakite + Mt + H_2O \quad \text{(Liou et al., 1974)} \qquad (۸-۳)$$

در حالتی دیگر ممکن است بر اساس واکنش زیر هر سه کانی اصلی سنگ در رخساره شیست‌سبز به طور کامل برای ایجاد سازنده چرماکیت در هورنبلند مصرف شوند.

$$7\ Chl + 13\ Tr + 12\ Czo + 14\ Qtz = 25\ Ts\text{ - amphibole} + 22\ H_2O \qquad (۸-۳)$$

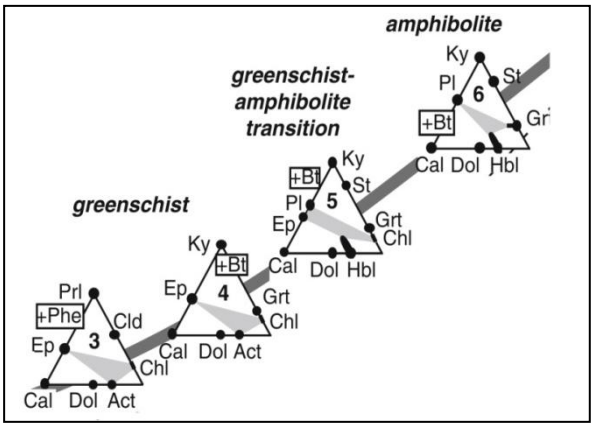
علاوه بر مجموعه‌های نامبرده، در متابازیت‌های مورد مطالعه، اسفن به فراوانی حضور دارد. لذا مشارکت این کانی در واکنش‌ها می‌تواند در ایجاد سازنده گروسولار گارنت نقش داشته باشد.

ب- رخساره آمفیبولیت

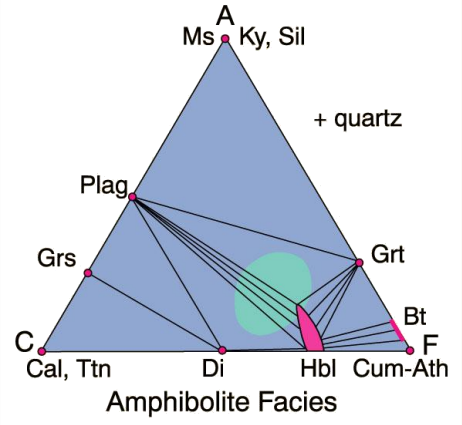
متابازیت‌های رخساره آمفیبولیت توسط مجموعه هورنبلند+ پلاژیوکلاز (An>17)، همراه با مقادیر کمی کوارتز، اپیدوت، گارنت، کلینوپیروکسن و یا بیوتیت مشخص می‌شوند. معمولاً در بخش بالایی رخساره آمفیبولیت اپیدوت، محو می‌شود. رخساره آمفیبولیت، معمولاً منطبق بر بخش فوقانی زون گارنت، زون استارولیت، زون کیانیت و بخش زیرین زون سیلیمانیت در سنگ‌های پلیتی همراه است (Winter, 2001). نمودارACF نشانگر مجموعه شاخص رخساره آمفیبولیت متابازیت‌ها در شکل۳-۲۷ نشان داده شده است. در سنگ‌های سرشارتر از Al-Fe و فقیرتر از کلسیم، گارنت نوع پیرالسپیت و در انواع فقیر از آلومینیم و سرشار از کلسیم، کلینوپیروکسن ایجاد می‌گردد (قاسمی، ۱۳۹۵). گارنت معمولاً در مرز رخساره شیست‌سبز به آمفیبولیت ظاهر شود. با پیدایش گارنت با خط اتصال کلریت-هورنبلند شکسته شده که همراه با شکست کلریت از طریق واکنش زیر می‌باشد (Bucher & Grapes, 2011). واکنش‌های زیر نشان می‌دهند، شکل‌گیری گارنت از مجموعه کلریت و کلینوزوئیزیت در طی واکنش‌های آبزدا صورت می‌گیرد (Bucher & Grapes, 2011).

$$12Czo + 15Chl + 18Qtz = 8Grs + 25Prp + 66H_2O \qquad (۸-۳)$$

$$12\ Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 15\ Fe_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + 18\ SiO_2 =$$
$$(Fe,Mg,Ca)_3(Al,Fe)_2Si_3O_{12} + (Fe,Mg,Ca)_3(Al,Fe)_2Si_3O_{12} + 66H_2O$$



الف



ب

شکل ۳-۲۷– الف) نمودارهای ACF ترسیم شده برای مجموعه‌های شاخص رخساره‌های شیست سبز تا آمفیبولیت در ترکیبات متابازیتی (Bucher & Grapes, 2011)، ب) نمودارACF که نشان دهنده مجموعه‌کانی‌های شاخص متابازیت‌ها در رخساره آمفیبولیت است. طیف ترکیبی سنگ‌های مافیک معمول، با سایه مشخص شده است. (برگرفته از Winter, 2001).

در نهایت تشکیل مجموعه هورنبلند- پلاژیوکلاز- گارنت صورت می‌گیرد:

$$Hb + 26\ An + Chl + 14\ Qtz \pm Ttn = Grt + Hb + An + Ttn + SiO_2 + 66\ H_2O \quad (۸-۳)$$

$$6\ Ca_2(Fe,Mg)_3(Al)_2(Al_2Si_6O_{22}(OH)_2 + 5\ CaAl_2Si_2O_8 + Fe_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8 + CaTiSiO_5 + SiO_2 = 5\ (Fe,Mg,Ca)_3(Al,Fe)_2Si_3O_{12} + Ca_2(Fe,Mg)_3(Al)_2(Al_2Si_6O_{22}(OH)_2 + CaAl_2Si_2O_8 + CaTiSiO_5 + SiO_2 + H_2O$$

در طی این واکنش، مقدار زیادی سیلیس آزاد شده که به صورت کوارتز در مقاطع میکروسکپی گارنت آمفیبولیت‌ها مشاهده می‌شود. کوارتزها غالباً در اطراف پورفیروبلاست‌های گارنت تمرکز یافته‌اند و آثاری از دگرریختی شکل‌پذیر نیز نشان می‌دهند.

۳-۷- میگماتیت‌ها

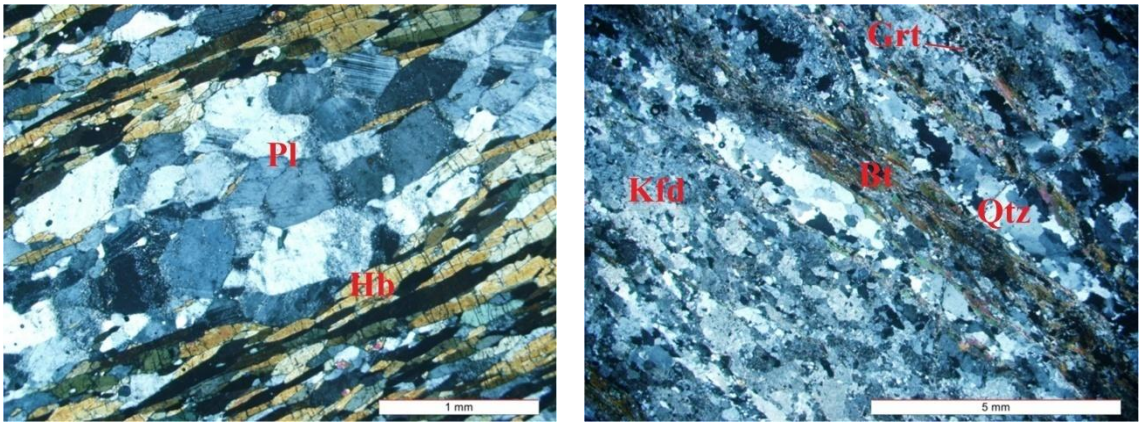
افزایش درجه دگرگونی متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها و رسیدن آن‌ها به آستانه ذوب به ترتیب به تشکیل آپلیت‌های گرانیتی و تونالیتی شده است، در منطقه شترکوه رشد پورفیروبلاست‌های فلدسپار آلکالن و کوارتز به ایجاد بخش‌های غنی از ارتوز در گنیس‌ها و بخش‌های پگماتیتی منجر شده است. این سنگ‌ها دارای کانی‌های روشن نظیر کوارتز، فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز هستند و کانی‌های تیره آنها شامل بیوتیت، هورنبلند سبز (با فراوانی بسیار کم) و گاهی اوقات گارنت می‌باشند. از کانی‌های فرعی

مشاهده شده در این سنگ‌ها می‌توان به آپاتیت، آلانیت و زیرکن اشاره کرد. این سنگ‌ها بافت‌های گرانوبلاستی، لپیدوبلاستی پورفیروکلاستی و میلونیتی نشان می‌دهند.

بر اساس مطالعات صحرایی، رشد پورفیروبلاست‌های فلدسپار آلکالن و ایجاد لامینه‌های غنی از ارتوز و کوارتز دارای مقیاس میلیمتری در سنگ‌های گنیسی صورت گرفته است. به طوری که ضخامت لامینه‌ها به تدریج افزایش یافته و رگه‌های ریز مقیاس با ضخامت چند سانتیمتری و در نهایت رگه‌های پگماتیتی با ضخامت چند سانتیمتر تا چند متری تشکیل شده‌است. این بخش‌ها، غنی از ارتوز و کوارتز هستند و در برخی مواقع با تورمالین و موسکوویت همراه می‌باشند. کاهش فراوانی بیوتیت و افزایش فراوانی ارتوز، نشان دهنده واکنش‌های تخریب، آبزدایی و شکست بیوتیت است. این تحوّلات به همراه مناظر میگماتیتی ایجاد شده در آنها حاکی از شروع ذوب‌بخشی و ایجاد مذاب‌های فلسیک متشکّل از کوارتز، ارتوز و پلاژیوکلاز می‌باشد. ایجاد کوارتز و ارتوز، به تغییر رنگ سنگ و گرایش آن به سمت رنگ‌های روشن‌تر منجر می‌شود. به‌نظر می‌رسد ذوب‌بخشی درجا (in situ melting) در ایجاد نواربندی گنیسی در گنیس‌های درجه بالا و میگماتیت‌ها نقش مؤثّری دارند (Barker, 2004). میگماتیت‌های منطقه شترکوه عمدتاً حاصل تفکیک دگرگونی و یا ذوب‌بخشی درجا می‌باشند، مذاب‌های حاصل از ذوب‌بخشی آنها، به صورت رگه‌ها و بسته‌های متشکل از کوارتز و فلدسپارآلکالن در لابلای این سنگ‌ها ظاهر شده‌اند. این بخش‌ها غالباً به رنگی روشن‌تر از زمینه سنگ مشاهده می‌شوند و از کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز و بیوتیت تشکیل شده‌اند (شکل ۳- ۲۸). فراوانی بیوتیت در بخش‌های فلسیک بسیار کمتر از بخش‌های تیره‌رنگ زمینه سنگ است.

مطالعات صحرایی بیانگر میگماتیت‌زایی در مجموعه دگرگونی شترکوه و ایجاد مذاب‌های فلسیک حاصل از ذوب‌بخشی سنگ‌های دگرگونی در این مجموعه است. مذاب‌های فلسیک ایجاد شده متشکل از کوارتز و فلدسپار آلکالن دارای ترکیب نقطه اوتکتیک هستند و در مراحل ابتدایی ذوب به صورت رگه‌ها و بسته‌های کوچک مقیاسی در لابلای سنگ‌های دگرگونی والد خود قرار گرفته و ساختارهای

میگماتیتی متنوعی را ایجاد کرده‌اند. با پیشرفت ذوب‌بخشی، بر حجم مذاب‌های ایجاد شده افزوده شده و رگه‌های آپلیتی - پگماتیتی و حجم‌های کوچک مقیاس گرانیتی- لوکوگرانیتی شکل گرفته‌اند. متابازیت‌ها معمولاً برگوارگی بارزی از خود نشان می‌دهند. برگوارگی آنها با برگوارگی سنگ‌های متاپلیتی میزبانشان هماهنگ و همراستا است. این سنگ‌ها در مقاطع نازک بافت نماتوبلاستی، پورفیروبلاستی و نوارهای متناوب تیره و روشن نشان می‌دهند (شکل ۳- ۲۸).



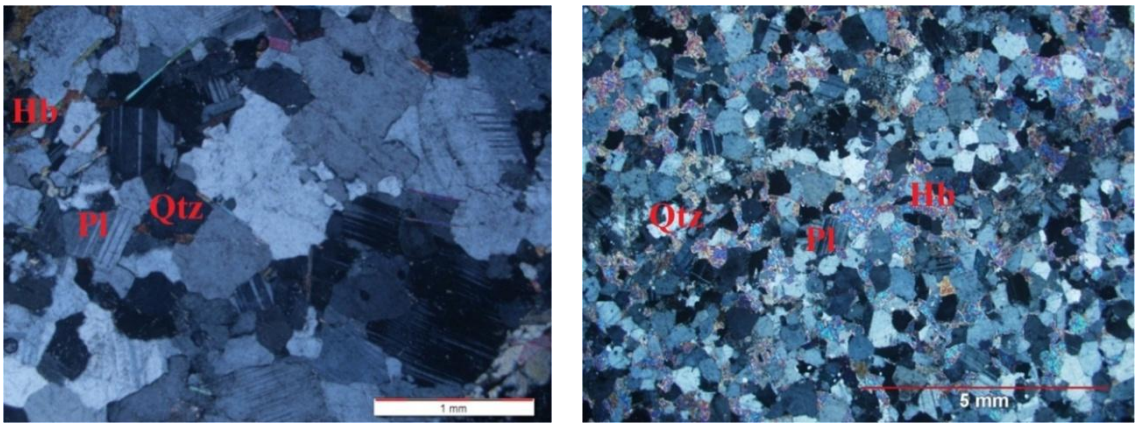
شکل ۳-۲۸- الف) تصاویر میکروسکپی نشان‌دهنده تفکیک بین بخش‌های تیره و روشن در گنیس‌ها. در بخش‌های روشن‌تر، فلدسپارهای آلکالن و کوارتز، و در بخش‌های تیره کانی‌های مافیک شامل بیوتیت به همراه اسفن و اکسیدهای آهن حضور دارند. ب) تصویر میکروسکپی نشاندهنده تفکیک بین بخش‌های روشن و تیره در آمفیبولیت‌ها (XPL). در بخش روشن‌تر، پلاژیوکلازها و کوارتز و در بخش تیره کانی‌های مافیک (که حجم غالب آنها هورنبلندسبز هستند) به همراه اسفن و اکسیدهای آهن یافت می‌شود. این تغییرات که به صورت موضعی در این سنگ‌ها صورت گرفته، بیانگر وقوع تفریق دگرگونی و تحوّلات پیشرونده در طی دگرگونی می‌باشد.

در برخی نقاط شواهدی از تفریق دگرگونی و جدایش لوکوسم‌های تونالیتی و مزوسوم‌های غنی از گارنت و هورنبلند سبز در متابازیت‌ها مشاهده می‌شود. درجه دگرگونی در این دو گروه ترکیبی، به طور یکسان تغییر یافته است به گونه‌ای است که می‌توان استنباط کرد، سنگ والد این سنگ‌ها همزمان با یکدیگر متحمل فازهای دگرگونی مشابه و با درجات دگرگونی یکسانی شده‌اند. تغییرات کانی‌شناسی و بافتی، ظهور پورفیروبلاست‌های درشت گارنت در هر دو گروه ترکیبی و در نهایت نتایج دما فشارسنجی آنها همگی نشانگر وقوع رخداد دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده از حد رخساره شیست‌سبز تا آمفیبولیت بالایی می‌باشند. این رخداد تا رسیدن به ذوب بخشی و فرایند آناتکسی

پیش‌رفته و به تشکیل گرانیت‌های لوکوکرات با منشاء آناتکسی پوسته‌ای و همچنین مذاب‌های تونالیتی منجر شده است.

۳-۸- تونالیت‌ها

تونالیت‌ها بیشتر به صورت لایه‌ها یا لامینه‌های تفریق‌یافته، دایک یا آپوفیز مشاهده می‌شوند. این سنگ‌ها به علّت دارا بودن رخنمون کم وسعت به ندرت قابل نقشه‌برداری هستند. تونالیت‌ها حاصل ذوب‌بخشی موضعی متابازیت‌ها هستند و در نتیجه نسبت به آنها از کانی‌های تیره بسیار کمتری برخوردار هستند. کوارتز، هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز به عنوان کانی‌های سازنده آنها می‌باشند و دارای بافت دانه‌ای نیمه شکل‌دار هستند شکل ۳- ۲۹). پلاژیوکلاز و کوارتز به ترتیب فراوانترین سازنده تونالیت‌ها هستند. برای اطلاعات بیشتر به مبحث ژئوشیمی رجوع کنید.

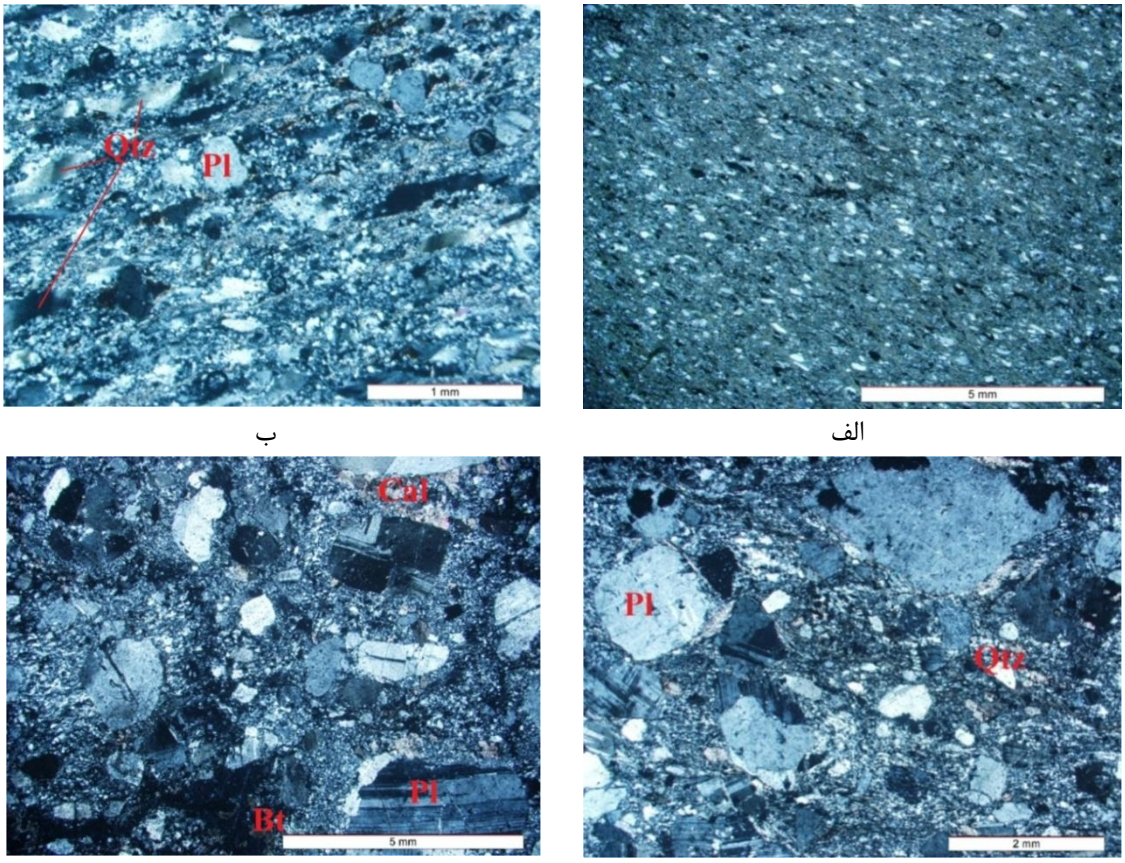


شکل ۳-۲۹- تصاویری از حضور کوارتز، پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز در تونالیت‌ها (XPL).

۳-۹- متاپسامیت‌ها

متاپسامیت‌ها و متاسندستون‌ها در بخش‌هایی از مجموعه دگرگونی شترکوه رخنمون دارند. این سنگ‌ها به صورت لایه‌ای و گاه به شکل نودول در بین متاپلیت‌ها مشاهده می‌شود. متاپسامیت‌ها از ماسه‌سنگ‌های ناخالص والد، حاصل آمده و از کوارتز و میکا و مقدار اندکی سیلیکات‌های آلومینیوم‌دار تشکیل شده‌اند (Frost & Frost, 2014). پتروگرافی متاپسامیت‌های مورد مطالعه نشان می‌دهند، این سنگ‌ها غالباً از کوارتز و فلدسپار تشکیل شده‌اند. آپاتیت، اپیدوت، کلسیت و کمی کلریت سازندگان

فرعی موجود در این سنگ‌ها هستند (شکل ۳-۳۰). پلاژیوکلازهای متاسندستون‌ها تحت‌تأثیر دگرگونی ماکل مکانیکی و کینک‌باند نشان می‌دهند. خردشدگی و ساب‌گرین شدن (دانه ریز شدن) کانی‌های سازنده متاسندستون‌ها بیانگر نرخ دگرریختی تحمیل شده برآنها است.



ب الف

د ج

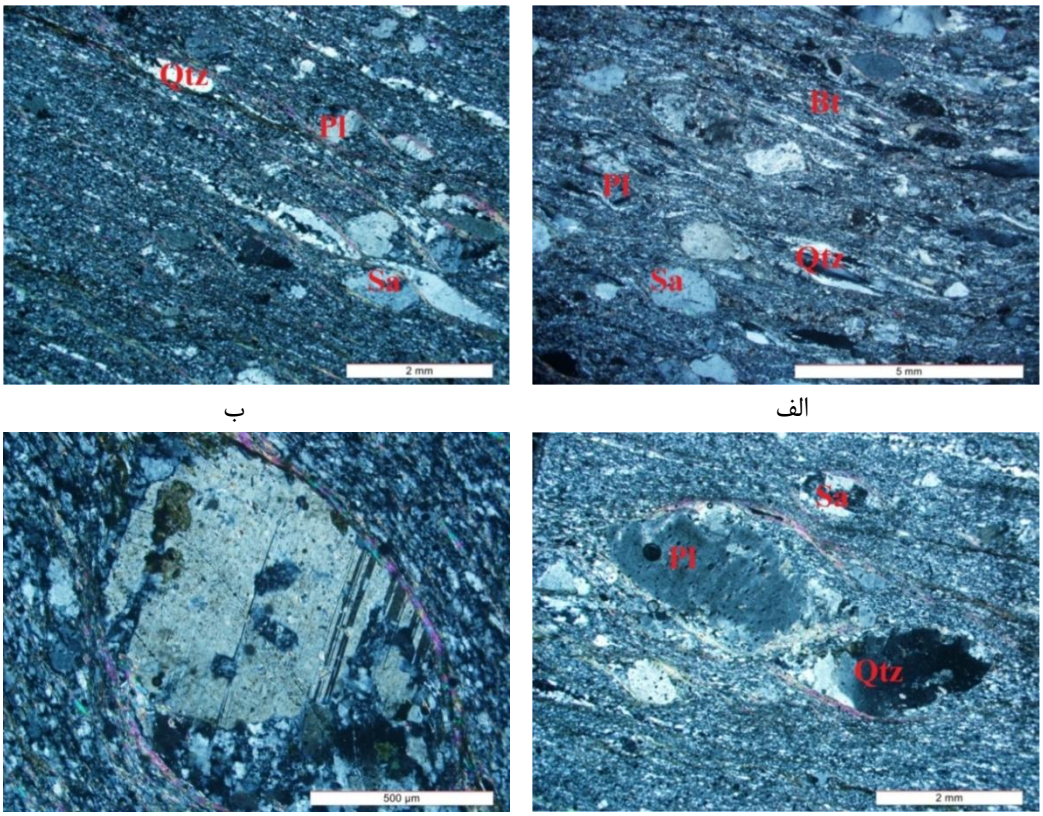
شکل ۳-۳۰- الف) تصویر میکروسکپی نشاندهنده کانی‌های سازنده متاسندستون‌ها (XPL). ب) جهت‌یافتگی و کشیدگی کانی کوارتز در متاسندستون‌های مجموعه شترکوه (XPL)، ج و د) تصاویر میکروسکپی معرّف خمیدگی و ساب‌گرین شدن کانی‌های سازنده متاسندستون‌ها (XPL).

اپیدوت و کانی‌های اوپک، جزء کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها محسوب می‌شوند. با توجه به حضور فلدسپات به همراه کوارتز فراوان و مقادیر کمی بیوتیت در این سنگ‌ها، سنگ والد آنها، ماسه‌سنگ‌های آرکوزی بوده‌اند. سنگ والد ماسه‌سنگ‌های خالص، رسوبات غنی از کوارتز و فقیر از فلدسپات می‌باشند، لذا مقدار کوارتز از صد در صد در کوارتزیت‌ها تا کمتر از ۵۰ درصد در متاپلیت‌ها متغیّر است. متاپسامیت‌های مورد مطالعه در حد فاصل بین این دو عضو نهایی، جای می‌گیرند. با کاهش فراوانی کوارتز، میکاها شامل بیوتیت و موسکوویت که معرّف مؤلفه‌های رسی در ترکیب سنگ

والد هستند، به تدریج از کوارتزیت‌ها به سمت متاپسامیت‌ها و متاپلیت‌ها افزایش می‌یابد (Frost & Frost, 2014).

۳-۱۰- متاریولیت

روانه‌های ریولیتی در اثر تحمل دگرگونی به متاریولیت تحول یافته‌اند و به رنگ خاکستری روشن در لابلای متاپلیت‌ها و متادولومیت‌ها مشاهده می‌شوند. این واحدها در بخش‌های شرقی و شمالی مجموعه شترکوه مشاهده می‌شوند.



ب الف

د ج

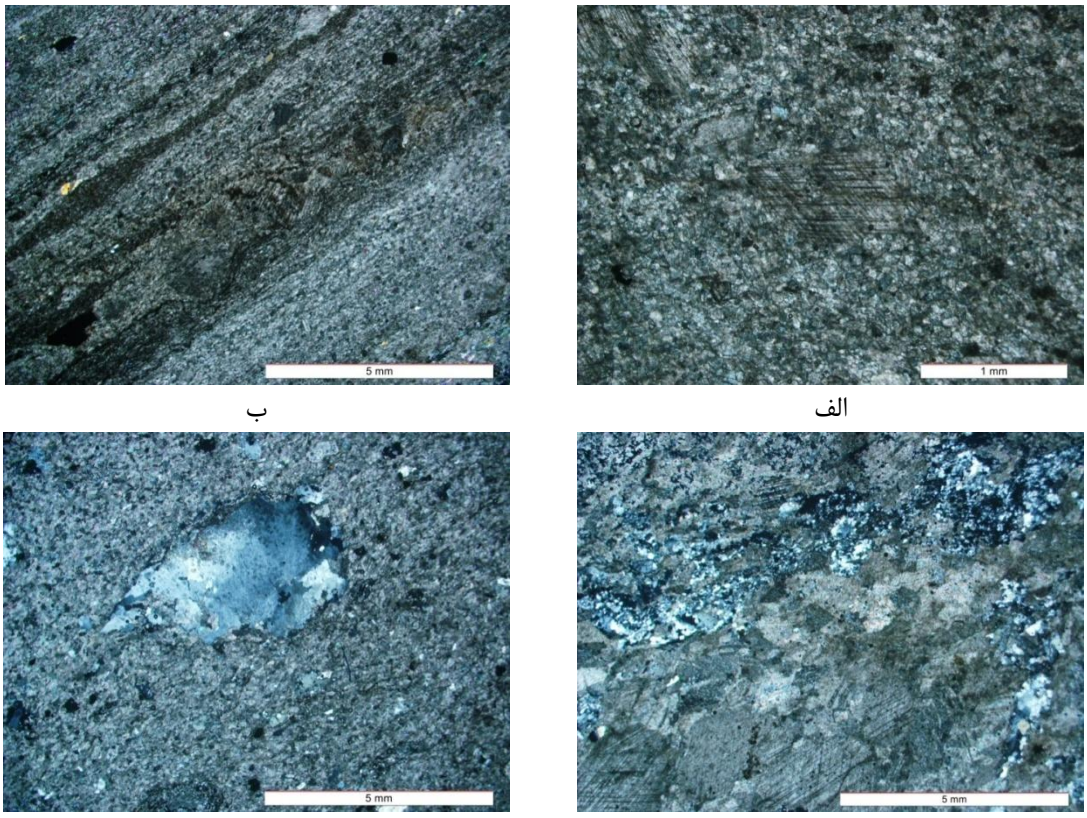
شکل ۳-۳۱- تصاویر میکروسکپی از متاریولیت‌های مجموعه شترکوه (XPL). الف و ب) تصاویری از حضور بلاستوفیرهای سانیدین و کوارتز، بافت لپیدوبلاستی ناشی از جهت یافتگی سریسیت‌ها. خاموشی موجی، دانه‌ریز شدن (ساب‌گرین شدن) کوارتز و تغییرات مکانیکی در متاریولیت، ج) کوارتز که توسط موزائیکی از دانه‌های تبلور مجدد یافته در حاشیه احاطه شده‌است، د) تبلور دوباره کوارتز در حاشیه و درون پورفیروکلاست‌های پلاژیوکلاز.

کوارتز، سانیدین، پلاژیوکلاز و بیوتیت به عنوان کانی‌های اصلی هستند. با توجه به وجود فنوکریست‌های سانیدین و پلاژیوکلاز، بافت بلاستوفیری در متاریولیت‌ها مشاهده می‌شود. بافت لپیدوبلاستی ناشی از جهت یافتگی سریسیت‌ها نیز مشاهده می‌شود (شکل ۳-۳۱). کوارتز به صورت

بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل دارای خلیج‌خوردگی با حواشی گردشده در زمینه فلسیک مشاهده می‌شود. درز و شکاف‌ها و رگچه‌های پرشده به وسیله کوارتز، کربنات و اکسید آهن نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شود. آثار دگرشکلی ناشی از فرایندهای دگرگونی نیز در این دسته سنگ‌ها کاملاً مشهود است، به گونه‌ای که آثار خرد شدن و ساب‌گرین شدن در فلدسپارها مشاهده می‌شود.

۳-۱۱- متاکربنات‌ها (مرمرهای آهکی و دولومیتی)

مرمرهای آهکی و دولومیتی قهوه‌ای رنگ در بخش‌های شمال، شمال‌غربی و جنوب مجموعه شترکوه رخنمون دارند. این مرمرها به شدت متحمّل تبلور دوباره شده‌اند. کلسیت و دولومیت سازندگان اصلی سنگ‌های کربناته هستند (شکل ۳-۳۲). بر اساس مطالعات پتروگرافی صورت گرفته در متاکربنات‌های مجموعه شترکوه فقط کلسیت و دولومیت یافت می‌شود.



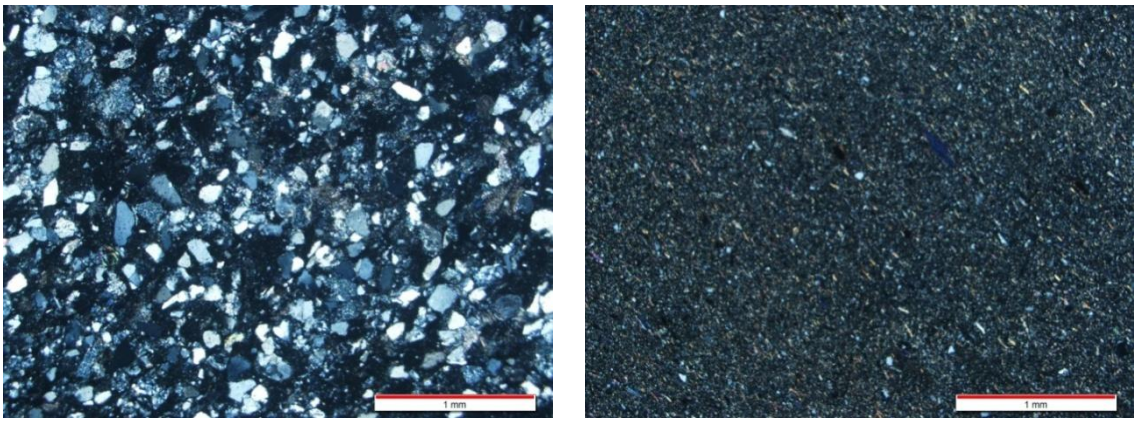
الف ب ج د

شکل ۳-۳۲- الف) تصاویر میکروسکپی مرمرهای مجموعه دگرگونی شترکوه، دولومیت‌ها در زمینه ریزتری از کلسیت و دولومیت قرار گرفته‌اند. ب) آهک استرماتولیتی دگرگون شده (تبلور مجدد یافته- متادولومیت چرت‌دار)، برگوارگی قابل مشاهده در این تصویر با افق‌های استرماتولیتی اولیه بر هم منطبق هستند. ج) تصویر میکروسکپی آهکی ماسه‌سنگی دگرگون شده در بخش شمالی مجموعه شترکوه، د) دولومیت چرت‌دار دگرگون شده (XPL).

این سنگ‌ها نیز همانند سایر سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه از جمله متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها، در شرایط دما- فشار مشابهی دگرگون شده‌اند، ولی تحوّلات کانی‌شناسی آنها نسبت به متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها از تنوع کمتری برخوردار است. در بسیاری از رخنمون‌ها، لایه‌های آهکی ماسه‌سنگی مشاهده می‌شوند که در طی دگرگونی به کانی‌های متناسب با ترکیب اولیه خود تحول یافته‌اند.

۳-۱۲- واحدهای سنگی ژوراسیک

واحدهای سنگی ژوراسیک شامل تناوبی از شیل و ماسه‌سنگ هستند که با ناپیوستگی فرسایشی برروی مجموعه آذرین- دگرگونی نئوپروتروزوئیک قرار گرفته‌اند. بر اساس مطالعات پتروگرافی این سنگ‌ها دگرگونی درجه ضعیفی را تحمل کرده‌اند که در حد رخساره شیست سبز می‌باشد. این سنگ‌ها به اسلیت‌ها به فیلیت و متاسندستون‌ها با درجه دگرگونی پایین تحول یافته‌اند (شکل ۳-۳۲).



شکل ۳-۳۳- الف) تصویر میکروسکپی نشان‌دهنده الف) شیل و ب) ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده ژوراسیک در بخش غربی مجموعه شترکوه (اسلیت و متاسندستون) (XPL).

۳-۱۳- دایک‌های بازالتی ژوراسیک

پلاژیوکلاز، پیروکسن و در برخی موارد بیوتیت از سازندگان اصلی این سنگ‌ها هستند. بافت‌های افیتی، ساب‌افیتی، پورفیروئیدی، گلومروپورفیروئیدی، گرانولار (دانه‌ای) ریزدانه از بافت‌های رایج در این سنگ‌ها هستند.

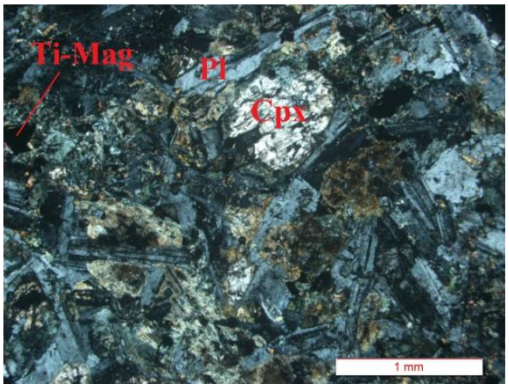
آپاتیت، اسفن و تیتانومگنتیت از کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها هستند. اپیدوت، کلریت، اسفن و کانی‌های اوپک نیز به صورت کانی‌های ثانویه در آنها مشاهده می‌شوند. دسته‌ای از این سنگ‌ها را می‌توان با توجه به ترکیب کانی‌شناسی و ویژگی‌های بافتی، بازالت، میکروگابرو تا گابرو یا دیاباز نیز نامید.

۳-۱۳-۱- کانی‌های اصلی

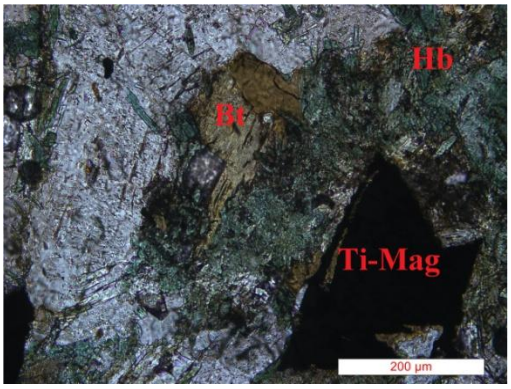
الف- پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز از کانی‌های اصلی و مهم سازنده دایک‌های دیابازی ژوراسیک است. مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد این کانی به صورت درشت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار یافت می‌شوند. اغلب سالم‌اند ولی برخی از آنها به اپیدوت و کلسیت دگرسان شده‌اند (شکل۳-۳۴- ج). در برخی نمونه‌ها تجمعّاتی از درشت بلورهای پلاژیوکلاز به ایجاد بافت گلومروپورفیری در این سنگ‌ها منجر شده است. لذا بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری و پوئی‌کیلیتی از بافت‌های رایج در دایک‌های دیابازی ژوراسیک است. علاوه بر درشت بلورهای نامبرده، پلاژیوکلازهای کاملاً شکل‌دار و طویل در اندازه‌های کوچکتر نیز در این دایک‌ها یافت می‌شوند و از فراوانی بالایی برخوردارند و به صورت میکرولیت در زمینه این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند. فضای خالی بین این بلورها توسط پیروکسن از نوع اوژیت و به مقدار کمتر هورنبلند سبز پر شده و به ایجاد بافت اینترگرانولار منجر شده است (اشکال ۳-۳۴- الف و ب). بافت‌های میکرولیتی، اینترگرانولار، ساب‌افیتی از دیگر بافت‌های رایج در دایک‌های دیابازی ژوراسیک است. با توجه به موارد توصیف شده در مورد پلاژیوکلازهای موجود در این سنگ‌ها می‌توان این کانی را بر اساس شکل، اندازه و نحوه ارتباط با سایر کانی‌ها به دو دسته تقسیم نمود. دسته اول، پلاژیوکلازهایی که در مراحل اولیه تبلور ماگما در اتاق ماگمایی در اعماق بیشتر رشد کرده و به صورت درشت بلور ظاهر شده‌اند و دسته دوم، نسل دیگری از پلاژیوکلازها هستند که در مراحل صعود و جایگیری ماگما در سطوح بالاتر شکل گرفته و ریزدانه‌تر هستند (شکل۳-۳۱- و). حضور این دو

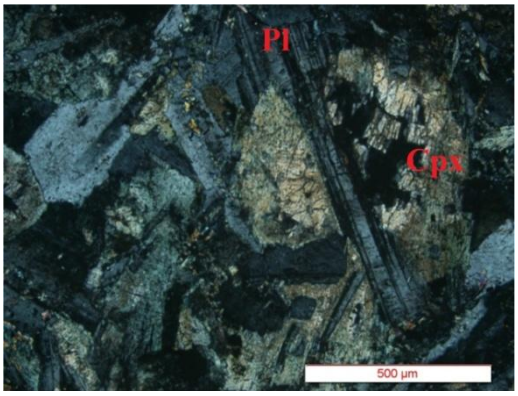
دسته پلاژیوکلاز، دلالت بر مراحل سرد شدن ماگما از عمق منشأگیری در اتاق ماگمایی تا صعود و جایگیری آن در سطوح بالاتر دارد، به گونه‌ای که در اعماق بیشتر، بالا بودن نرخ رشد نسبت به نرخ هسته بندی به شکل‌گیری درشت بلورها در مراحل اولیه سردشدن منجر شده است.



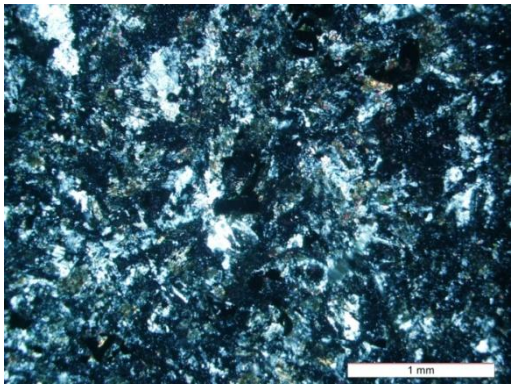
الف



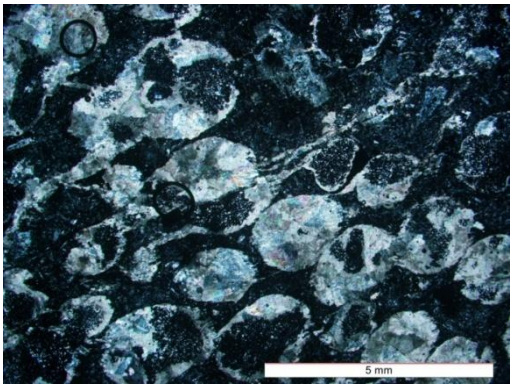
ب



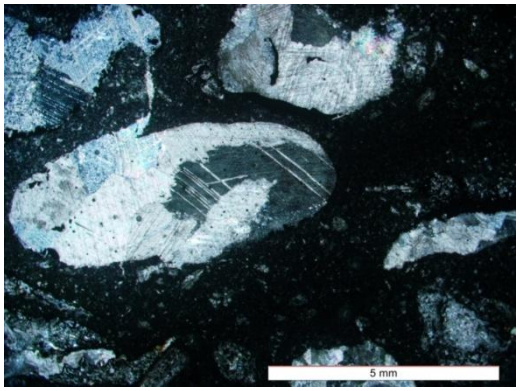
ج



د



ه



و

شکل ۳-۳۴- الف) و ب) تصاویر میکروسکپی نشان‌دهنده حضور بلورهای‌کلینوپیروکسن (Cpx)، پلاژیوکلاز (Plg)، تیتانومگنتیت (Ti-Mag)، بیوتیت (Bio) و کلریت (Chl) در دایک‌های دیابازی. ج) بافت افیتیک حاصل همرشدی پلاژیوکلاز و پیروکسن. د) دایک دیابازی دگرسان شده، و و ه) بافت آمیگدالوئیدال در روانه‌های بازالتی که با کلسیت پر شده است.

ب- پیروکسن

این کانی به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار فضای بین پلاژیوکلازها را پر کرده است. شکل‌گیری بافت ساب‌افیتیک حاصل قرار گرفتن این کانی در فضای بین میکرولیت‌های پلاژیوکلاز می‌باشد. این کانی در طی فرایندهای دگرسانی به هورنبلندسبز تبدیل شده است. در برخی موارد قالب پیروکسن‌های اولیه باقیمانده و بر اساس اشکال هشت‌ضلعی آنها قابل تشخیص است (شکل ۳-۳۴- ه). تبدیل پیروکسن به آمفیبول در طی فرایندهای دگرسانی و یا دگرگونی بسیار معمول است.

۳-۱۳-۲- کانی‌های فرعی

آپاتیت و کانی‌های اوپک نظیر تیتانومگنتیت از جمله کانی‌های فرعی بارز موجود در این سنگ‌ها هستند. در برخی از مقاطع آپاتیت بصورت بلورهای کشیده و طویل دیده می‌شود.

۳-۱۳-۳- کانی‌های ثانویه

اکسیدهای آهن، کلریت، اپیدوت و اسفن از کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌ها هستند. کانی‌های اوپک بصورت ادخال درون سایر کانی‌ها و بصورت پرکننده فضای بین دیگر کانی‌ها مشاهده می‌شوند. این کانی‌ها از دگرسانی سایر کانی‌ها نظیر پیروکسن (اوژیت) و آمفیبول (هورنبلندسبز) حاصل شده‌اند و شامل اپیدوت و کلریت مقادیری، کانی‌های اکسیدآهن ثانویه می‌باشند.

۳-۱۴- نتیجه‌گیری

مجموعه دگرگونی شترکوه از ترکیبات سنگی مختلف شامل متاپلیت (فیلیت، میکاشیست، گنیس)، متاپسامیت- متاگری‌وک، متاکربنات، و متابازیت (آمفیبولیت و گابرودیوریت) و متاریولیت تشکیل شده است.

حضور موسکوویت و بیوتیت فراوان در متاپلیت‌ها برگوارگی بارزی را در آنها ایجاد کرده است. میکاشیست‌ها بافت‌های لپیدوبلاستی و پورفیروبلاستی نشان می‌دهند. فابریک‌های نوع C - S در آنها

به راحتی قابل تشخیص است. بافت پورفیروبلاستی ناشی از حضور گارنت‌های دانه‌ریز تا دانه درشت مشاهده می‌شوند. این سنگ‌ها از مجموعه کانی‌های کوارتز + فلدسپار ± موسکوویت + بیوتیت ± گارنت + پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند.

گنیس‌ها و گارنت گنیس‌های دانه متوسط تا درشت از مجموعه کوارتز + فلدسپار + پلاژیوکلاز + بیوتیت ± گارنت ± هورنبلندسبز ± موسکوویت و کانی‌های فرعی آلانیت، زیرکن، آپاتیت، تورمالین و اپیدوت تشکیل شده‌اند. بافت پوئی‌کیلوبلاستی ناشی از رشد درشت بلورهای گارنت حاوی ادخال‌های فراوان از بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز از ویژگی‌های بارز این سنگ‌ها است. با توجه به ادخال‌های موجود در پورفیروبلاست‌های گارنت و بررسی وضعیت چرخش برگواره‌ها در اطراف پورفیروبلاست می‌توان استنباط نمود، رشد پورفیروبلاست‌های گارنت، همزمان با دگرریختی تا بعد از دگرریختی در این سنگ‌ها صورت گرفته است. در بیشتر گنیس‌ها رشد پورفیروبلاست‌های درشت فلدسپارهای آلکالن از نوع ارتوز یا میکروکلین بافت چشمی ایجاد است. شکل‌گیری بافت نواری، فابریک‌های مایل ناشی از رشد پورفیروبلاست‌های پوششی نوع سیگما، ماکل‌های مکانیکی در پلاژیوکلازها، ساب‌گرین شدن کوارتز، میرمکیت‌زایی و ایجاد بافت پرتیت شعله‌ای در فلدسپارهای آلکالن دلالت بر اثرات دگرریختی شکل‌پذیر و میلونیتی شدن این سنگ‌ها دارند.

متاپسامیت‌ها و متاگری‌وک‌ها از کوارتز، پلاژیوکلاز، اپیدوت، بیوتیت و کمی کلریت تشکیل شده‌اند.

متابازیت‌ها حاصل دگرگونی توده‌های نفوذی کوچک مقیاس، روانه‌های بازالتی و دایک‌های دیابازی هستند و همراه گنیس‌های مجموعه شترکوه رخنمون دارند. توده‌های نفوذی شامل الیوین‌گابروها، گابروها و دیوریت‌ها هستند و از کانی‌های کلینوپیروکسن± الیوین + پلاژیوکلاز+ تیتانومگنتیت تشکیل شده است. در اطراف الیوین بافت زیبای کرونا حاصل از واکنش بین الیوین و پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود. عدم تعادل بین این کانی‌ها موجب ایجاد حاشیه کرونا متشکل از ارتوپیروکسن و آمفیبول در اطراف الیوین شده است.

آمفیبولیت‌ها از پلاژیوکلاز + هورنبلندسبز ± گارنت و کانی‌های فرعی نظیر تیتانیت + آپاتیت ± کوارتز ± کانی‌های اوپک تشکیل شده‌اند. کلریت، اپیدوت، کلسیت و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و منگنز از جمله کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی هستند. بافت‌های نماتوبلاستی و پورفیروبلاستی از بافت‌های رایج در این سنگ‌ها هستند. ادخال‌های کوارتز و بیوتیت در برخی پورفیروبلاست‌های گارنت، بافت پوئی‌کیلوبلاستی بارزی را ایجاد کرده و الگوی ادخال‌ها، بیانگر رشد همزمان تا بعد از دگرریختی پورفیروبلاست‌های گارنت می‌باشد. این سنگ‌ها از یک سنگ والد آذرین با ترکیب گابرویی منشاء گرفته‌اند. این سنگ‌ها در طی دگرگونی به ترکیبات شیست‌سبز، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت تحوّل یافته‌اند. درجه دگرگونی در متابازیت‌ها نیز تا رسیدن به آستانه ذوب‌بخشی پیش رفته، میگماتیت‌زایی انجام شده و با گذر از مرحله ذوب‌بخشی مذاب‌های تونالیتی تشکیل شده است.

متاریولیت‌ها به رنگ خاکستری روشن در لابلای متاپلیت‌ها و متاکربنات‌ها (مرمرهای کلسیتی و دولومیتی) رخنمون دارند. کوارتز، اورتوز، پلاژیوکلاز و بیوتیت به عنوان کانی‌های اصلی هستند. آثار دگرشکلی ناشی از فرایندهای دگرگونی نیز در این دسته سنگ‌ها کاملاً مشهود است.

آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها به رنگ خاکستری تا سفید روشن، تماماً بلورین مشاهده می‌شوند. بافت‌های گرانولار، میرمکیتی و پرتیتی از بافت‌های متداول در این سنگ‌ها هستند. کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوز، میکروکلین و مسکوویت از کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آنها می‌باشند. تورمالین، زیرکن، آپاتیت و کانی‌های اپک از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها می‌باشند.

دایک‌های دیابازی ژوراسیک دارای ترکیب بازیک-حدواسط هستند. بافت‌های افیتی، ساب‌افیتی، پورفیروئیدی، گلومروپورفیروئیدی، گرانولار (دانه‌ای) ریزدانه تا دانه‌درشت از بافت‌های رایج سنگ‌های سازنده این دایک‌ها هستند. پیروکسن، پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر بیوتیت از سازندگان اصلی این سنگ‌ها هستند. در نمونه‌های دگرسان شده، پیروکسن به هورنبلندسبز تبدیل شده است. کانی‌های اوپک، اغلب به صورت شکل‌دار بوده و بافت اسکلتی نشان می‌دهند. آپاتیت، اسفن، مگنتیت و تیتانومگنتیت از کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها هستند.

فصل چهارم

شواهد دگرریختی

۴-۱- مقدمه

به منظور پی‌بردن به سبک دگرگونی و نیز فهم فرایندهای دگرریختی و دگرگونی از مطالعات ساختاری استفاده می‌شود. مراحل متوالی تکوین دگرریختی و دگرگونی یک سنگ به صورت بخشی از فابریک در آن حفظ می‌شود. از این رو شناخت و تفسیر درست این دگرریختی‌ها برای فهم تکوین آنها بسیار ضروری است. توالی فازهای دگرریختی و حوادث دگرگونی از اهمیت به سزایی برخوردارند. فازهای دگرریختی به برهه‌ای از زمان‌هایی مربوط می‌شود که در طول آنها، سنگ تحت‌تأثیر تنش اعمال شده قرار گرفته و در خود ساختارهای آشکاری مثل چین‌ها، کلیواژها، برگوارگی یا خطوارگی‌ها و غیره را نشان می‌شود. از طرفی فازهای دگرریختی مکرر ممکن است روی نقش ببندند[1] و به تشکیل ساختارهای روی هم نقش بسته مثل برگوارگی‌های چین‌خورده و یا خطوارگی‌های چین‌خورده منجر گردد (Sawyer, 2008؛ قاسمی، ۱۳۷۸).

حوادث دگرگونی به ایجاد مجموعه کانی‌های بخصوصی منجر می‌شود که شرایط فشار و حرارت را بازگو می‌کند. بنابراین مهمترین نماد تحلیل ساختاری، مشخص کردن فازهای دگرریختی در منطقه‌ای خاص پیدا کردن و ارتباط آن‌ها با حوادث دگرگونی است (محجل، ۱۳۸۸). زون‌های برشی با تغییرات ساختاری شکل پذیر، پهنه‌های باریکی را تشکیل می دهند که در آن سنگ‌ها در نتیجه تمرکز کرنش ناهماهنگ نسبت به پیرامون خود تغییر ساختار یافته‌اند. این ساختارها که با پهنه‌ای متفاوت از چند سانتی متر تا چند کیلومتر دیده می شوند از ویژگی‌های ساختاری متداول در بخشهای میانی و عمیق پوسته هستند (Ramsay & Graham, 1970). زون‌های برشی معمولاً به صورت موازی، مزدوج و گاه مشبک در سنگ‌های بلورین با ترکیب همگن نظیر گرانیتوئیدها، گنیس‌ها و گابروها که دستخوش شرایط دگرگونی تا رخساره‌های شیست سبز، شیست آبی و یا آمفیبولیت و گرانولیت شده‌اند، گسترش می‌یابند (Ramsay, 1982).

1- Overprinted

پهنه‌های برشی موضوع جالبی است که توجه بسیاری از زمین‌شناسان را در دهه‌های اخیر به خود جلب کرده است. پهنه‌های برشی در اندازه‌های مختلف میکروسکپی تا ماکروسکپی ایجاد می‌شوند و دارای شکل‌های مختلف از حالت مسطح تا خمیده می‌باشند. ویژگی مشخص آن‌ها این است که نسبت به سنگ‌های اطراف خود به دلیل تمرکز زیاد تنش، دگرریختی بیشتری دارند و دامنه مطالعات آن‌ها زیاد می‌باشد، زیرا می‌توانیم آن‌ها را در روی زمین، روی نقشه‌های زمین‌شناسی، برش‌های عرضی و حتی در مقاطع نازک تشخیص داده و شناسایی کنیم (حاجی‌حسینلو، ۱۳۹۱).

مجموعه دگرگونی شترکوه شامل سنگ‌های دگرگونی متاپلیتی، متابازیتی تحت‌تأثیر فرایندهای دگرشکلی و دگرریختی‌های شدید قرار گرفته است. رخدادهای دگرریختی به صورت فابریک‌ها و ساخت‌های درشت تا ریز در مقیاس صحرایی و میکروسکپی در این مجموعه قابل مشاهده هستند. مطالعه این ساختارها در درک رخدادهای دگرریختی مؤثر بر منطقه و نوع تأثیر آنها بر سنگ‌ها مفید می‌باشد. فرایندی که در مجموعه دگرگونی شترکوه به راحتی قابل مشاهده است میلونیتی شدن سنگ‌های متاپلیتی و متابازیتی سازنده آن می‌باشد. به عقیده (Trouw et al., 2010) میلونیت بیشتر از اینکه دارای اهمیت سنگ‌شناسی باشد، دارای اهمیت ساختاری (زمین ساختاری) است. واژه میلونیت از واژه یونانی νωλυμ به معنی آسیاب[1] مشتق شده است و فرایندهای ثانویه نظیر تبلور دوباره کوارتز و میکا نیز در طی تشکیل میلونیت را نیز در بر می‌گیرد. از این رو مطالعه پهنه‌های برشی، میلونیت‌ها و پهنه‌های میلونیتی، در درک دگرشکلی، دگرریختی و میلونیت‌زایی مجموعه دگرگونی شترکوه سودمند می‌باشد.

مهم‌ترین فابریک ساختاری که در سنگ‌های منطقه به خوبی توسعه یافته، برگواره‌ها و خطواره‌های ناشی از دگرریختی هستند. در این مطالعه مختصات هندسی این فابریک‌ها اندازه‌گیری شده است و نتایج حاصل از آن بر روی نقشه زمین‌شناسی و استریوگرام‌های ترسیم شده است.

1 - Mill

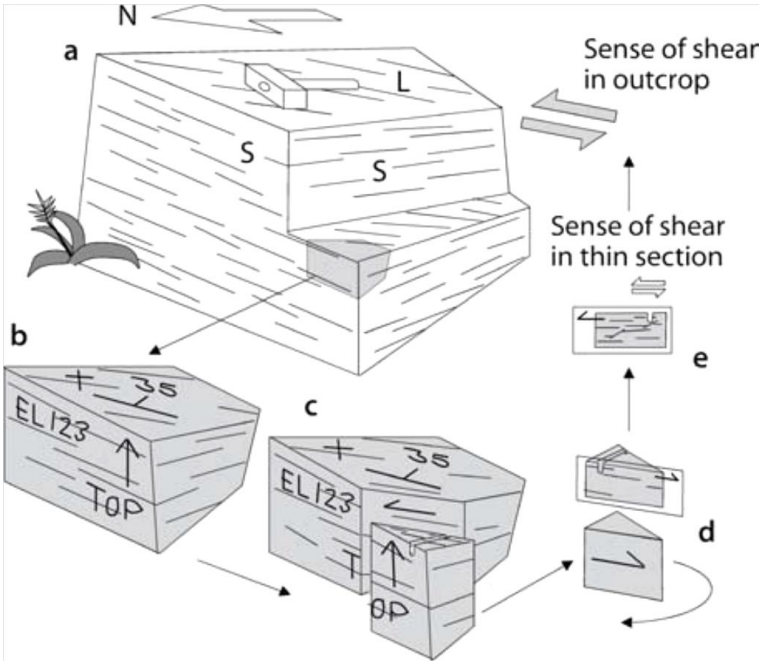
بسیاری از ساختارهای ایجاد شده در حین فرایندهای دگرریختی، از معیارهای تعیین جهت برش هستند و با به کارگیری آنها و درک درست چگونگی تشکیل آنها، می‌توان به چگونگی عملکرد عناصر ساختاری در طی این فرایندها پی برد. لذا در این فصل سعی شده تا به منظور معرفی ویژگی‌های عناصر ریزساختاری سنگ‌های دگرگونی و معیارهای تعیین جهت برش در نمونه‌هایی که به صورت جهت‌دار تهیه شده‌اند، به درک و فهم این رخدادها دست یافت.

۴-۲- روش مطالعه

نمونه‌برداری جهت‌دار و همچنین تهیه مقاطع نازک جهت‌دار از اصول اولیه نمونه‌برداری و مطالعات صحرایی سنگ‌های دگرگونی در زون‌های برشی است و این امکان را فراهم می‌آورد که بر اساس ریزساختارها بتوان جهت برش در بخش‌های مختلف منطقه و در نهایت جهت حرکت در زون برشی را تعیین نمود.

جهت مطالعه شواهد دگرریختی سنگ‌های دگرگونی مجموعه دگرگونی شترکوه، از برخی نمونه‌های سنگی برداشت شده، مقاطع نازک میکروسکپی به صورت جهت‌دار تهیه شد. این سنگ‌ها در مشاهدات صحرایی، برگوارگی و در بیشتر موارد خطوارگی واضحی نشان می‌دهند. برش نمونه‌های سنگی جهت تهیه مقاطع نازک جهت‌دار بر اساس روش Passchier & Trouw (1996) عمود بر صفحه برگوارگی و به موازات روند خطوارگی صورت گرفته است (شکل ۴-۱). در حالت ایده‌آل (برش عمود بر صفحه برگوارگی و در راستای روند خطوارگی)، فابریک‌های تعیین سوی برش در زیر میکروسکوپ به صورت نامتقارن دیده خواهند شد و تعیین سوی برش بر اساس آنها قابل اعتمادتر خواهد بود. در ضمن، بیشترین پاسخ به دگرریختی در این گونه مقاطع جهت‌دار قابل مشاهده و بررسی می‌باشد. در مواردی که خطوارگی بارزی مشاهده نشد، نمونه‌های سنگی حداقل عمود بر صفحه برگوارگی برش داده شدند. به علاوه مشخصات برگوارگی‌ها و خطوارگی‌ها در ایستگاه‌های مختلف برداشت شده و در ترسیم استریوگرام‌ها و تفسیر آنها مورد استفاده قرار گرفته است.

مطالعات صحرایی نشان می‌دهند که عناصر ساختاری مختلفی در مقیاس‌های ماکروسکپی و میکروسکپی در مجموعه دگرگونی شترکوه مشاهده می‌شوند. در این بخش به شرح مختصری از ویژگی‌های این ساختارها بخصوص در مقیاس میکروسکپی در سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه می‌پردازیم. شواهد صحرایی نشان می‌دهند این منطقه متحمل تنش‌های ساختاری فراوانی شده که در طی رخداد یا رخدادهای زمین‌ساختی صورت گرفته‌اند.



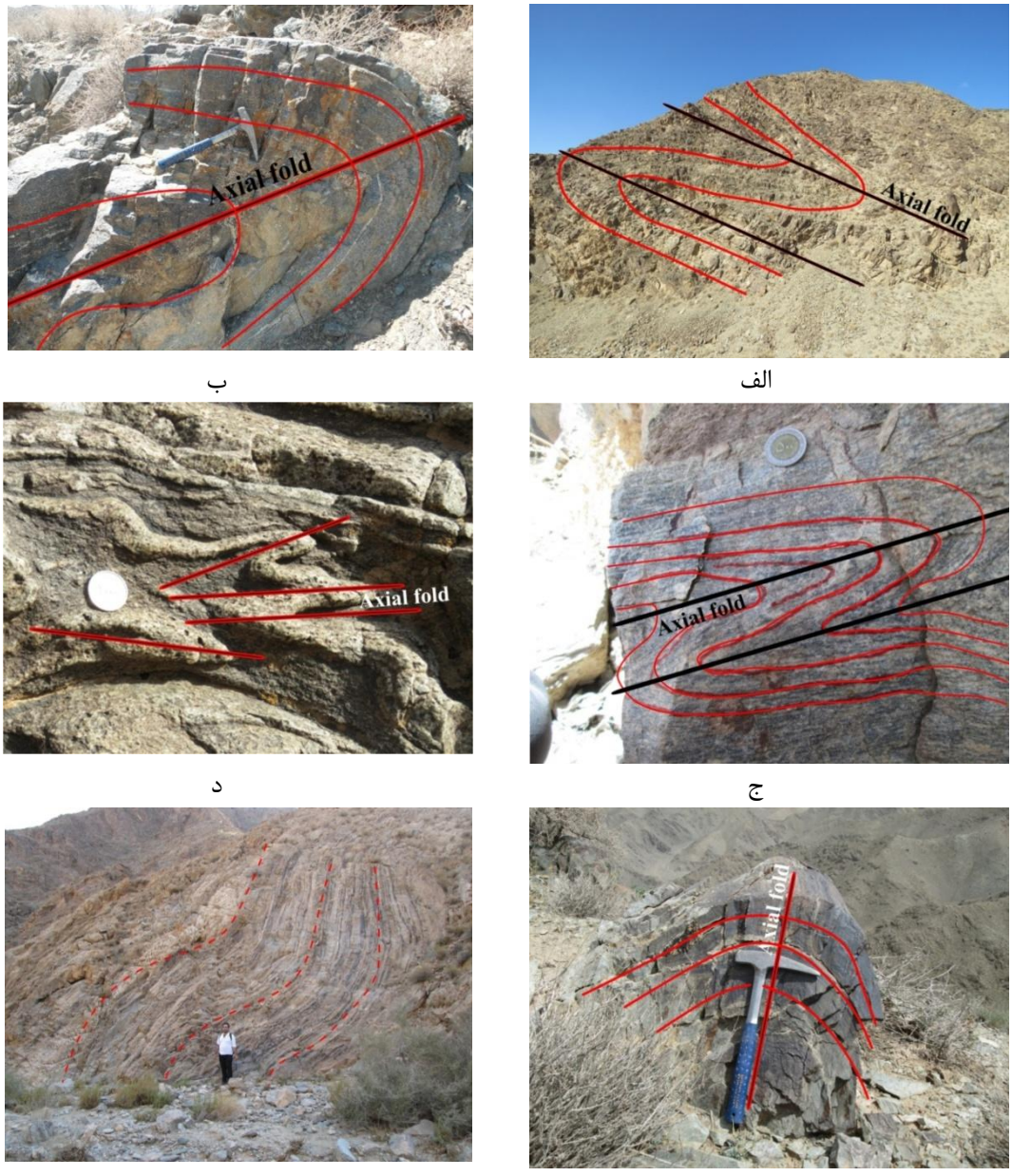
شکل۴-۱- طرح نمادن نشان دهنده طرز برداشت یک نمونه سنگی جهت‌دار و تهیه مقطع نازک از آن (Passchier & Trouw, 2005).

۴-۳- چین‌خوردگی‌های بزرگ مقیاس

چین‌ها، اشکال موجی شکل در سنگ‌های پوسته زمین هستند که یکی از پیامدهای دگریختی شکل‌پذیر می‌باشند. چین‌ها در حین تشکیل سنگ‌های رسوبی، در حین سرد شدن جریان‌های گدازه و یا در اثر دگرشکلی تکتونیکی و در نتیجه تنش‌های ناشی از حرکات ورقه‌های لیتوسفری ایجاد می‌گردند. چین‌ها ساختارهای معمول و زیبایی هستند که وجود دگریختی شکل‌پذیر[1] را در زمین ثابت می‌کنند. چین‌ها دارای عناصر هندسی خاص و شکل‌های متفاوتی می‌باشند و در همه مقیاس‌ها

1- Ductile deformation

رخ می‌دهند و ابعاد آن‌ها از چند سانتی‌متر تا چند کیلومتر متغیّر است. چین‌های تکتونیکی در پاسخ به عملکرد تنشی ناشی از حرکت ورقه‌ها و تشکیل نوارهای کوهزایی به‌وجود می‌آیند (King, 1977).



الف ب

ج د

ه و

شکل ۴-۲- الف) نمایی از چین‌خوردگی بزرگ مقیاس متاپلیت‌ها واقع در شمال معدن میکای ملحه (دید به سمت شمال غرب) مختصات سطح محوری S70E/44NE، ب) دگریختی و چین‌خوردگی در سنگ‌های آمفیبولیتی در مقیاس ماکروسکپی شمال مزرعه ملحه (دید به سمت جنوب) مختصات سطح محوری S20W/25SE، ج) تصویر صحرایی از چین‌خوردگی متاپلیت‌های مجموعه شترکوه (دید به سمت جنوب)، د) چین‌های خوابیده با شیب بسیار کم و دارای لولاهای تقریباً افقی، (جهت نگاه رو به جنوب) در مواردی لولاهای چین حالت برگشتگی خفیفی نشان می‌دهد. ه) تصویری از متاسندستون‌های چین خورده واقع در شمال شرق مجموعه دگرگونی شترکوه، سطح محوری تقریباً افقی با پلانجی که به سمت جنوب شرق است. مختصات سطح محوری S25E/75NE و) دورنمایی از چین‌خوردگی بزرگ مقیاس مرمرهای دولومیتی در مجموعه دگرگونی شترکوه (دید به سمت شرق).

مطالعه چین‌خوردگی در پهنه‌های برشی می‌تواند راهنمای بسیار مناسبی جهت بازسازی تاریخچه دگرشکلی باشد. هندسه و سیمای چین‌ها اطلاعات مهمی در مورد نوع دگرشکلی، جنبش‌ها و تکتونیک یک ناحیه ارائه می‌دهد. به علاوه می‌توانند از نظر اقتصادی، هم به‌عنوان تله‌های نفتی و هم در اکتشاف کانسنگ‌ها و منابع کانی دیگر، خیلی با اهمیت باشند (Fossen, 2010).

فازهای فشارشی اعمال شده در مجموعه دگرگونی شترکوه، به ایجاد چین خوردگی‌هایی زیاد و زیبایی در تمامی واحدهای سنگی منجر شده است. این چین خوردگی‌ها در واحدهای متاپلیتی، متابازیتی و متاکربناته بوضوح قابل مشاهده است (شکل ۴-۲)، این چین‌خوردگی‌ها پیامد دگرشکلی پلاستیک و دگرشکلی در آستانه شرایط اوج دما- فشار دگرگونی هستند (شکل ۴-۲- ج و د). چین‌های مشاهده شده در منطقه مورد مطالعه نشانگر چند فاز دگرشکلی شکل‌پذیر می‌باشند.

۴-۴- برگوارگی و خطوارگی

مهم‌ترین فابریک‌های نشان‌دهنده اثرات دگرریختی در سنگ‌های مورد مطالعه، برگواره‌ها و خطواره‌های بارزی هستند که در مقیاس صحرایی به خوبی قابل مشاهده هستند. شدت و گسترش برگوارگی‌ها و خطوارگی‌ها به مقدار تأثیر دگرریختی، شرایط دما- فشار و تنش‌های تحمیل شده بر سنگ و اندازه دانه‌های تشکیل‌دهنده آنها بستگی دارد. شناسایی مشخصات این فابریک‌ها از جمله امتداد، جهت شیب و مقدار شیب آن در شناسایی هندسه زون برشی مورد استفاده قرار می‌گیرد.

واژه برگوارگی به هر نوع پدیده‌ای گفته می‌شود که موجب تقسیم شدن سنگ به قشرهای مختلف می‌شود. این ساختار بخصوص در مقیاس صحرایی قابل مشاهده است ولی در مقیاس میکروسکپی نیز مشاهده می‌شود. برگواره‌ها و خطواره‌های تکتونیکی به ترتیب ساختارهای صفحه‌ای (لایه‌بندی ترکیبی[1] و یا آرایش موازی کانی‌ها[2]) و خطی (خطوط ترکیبی[3] و یا آرایش خطی کانی‌ها[4]) هستند که از طریق دگرریختی ایجاد می‌شوند (Vernon, 2004). علاوه بر برگوارگی‌های تکتونیکی تعریف شده،

1 - Compositional layering
2 - Parallel alignment of minerals
3 - Compositional rods
4 - Linear alignment of minerals

لایه‌بندی رسوبی[1] حفظ شده بخصوص در سنگ‌های با درجه دگرریختی پایین‌تر و سنگ‌های دگرگونی درجه پایین نیز برگوارگی محسوب می‌شوند. برگوارگی در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای درجه متوسط تا بالا معمولاً شیستوزیته یا برگوارگی شیستوز نامیده می‌شود (Vernon, 2004).

انواع برگوارگی‌ها بر اساس روش Passchier & Trouw (2005) به دو دسته اولیه و ثانویه تقسیم می‌شوند. برگوارگی اولیه ساختارهای مرتبط با فرایندهای اصلی سنگ‌ساز هستند. لایه‌بندی سنگ‌های رسوبی و یا آذرین از بارزترین برگوارگی‌های اولیه محسوب می‌شوند. برگوارگی‌های ناشی از دگرریختی و دگرگونی از انواع ثانویه محسوب می‌شوند. برگوارگی‌های ثانویه شامل کلیواژ، شیستوزیته، لایه‌بندی ترکیبی تفریقی و برگوارگی میلونیتی هستند.

شواهد دگرریختی از جمله شواهد موجود در کانی‌ها (برای مثال میکاماهی‌ها، پورفیروکلاست‌های نوع سیگما و دلتا و سایر فابریک‌های مایل) در شناسایی و تأیید فرایندهای ثانویه ایجاد کننده این فابریک‌ها کمک شایانی هستند. در سنگ‌های مورد مطالعه برگوارگی‌های ناشی از ردیف‌شدگی کانی‌های ورقه‌ای از جمله میکاها و کشیدگی کوارتز و فلدسپارها به موازات آنها در ترکیبات متاپلیتی مشاهده می‌شود. خطوارگی‌ها حاصل کشیدگی بلورهای کوارتز و فلدسپار در متاپلیت‌ها و آمفیبول و پلاژیوکلاز در متابازیت‌ها هستند. شدت و گسترش خطوارگی‌ها به مقدار تأثیر دگرریختی و تنش‌های تحمیل شده بر سنگ و اندازه دانه‌های تشکیل‌دهنده آنها بستگی دارد. فابریک خطوارگی با جهت‌یابی ترجیحی موازی بلورهای منفرد ایجاد می‌شود. فابریک خطوارگی در شناسایی محور x بیضوی استرین به کار گرفته می‌شود و در نهایت در تعیین حرکات تکتونیکی در زون برشی نقش مهمی دارد (Passchier, 1986).

مختصات جغرافیایی محل‌های اندازه‌گیری فابریک‌های ساختاری حاصل از برداشت‌های نمونه‌های جهت‌دار صحرایی بر روی تصویر ماهواره‌ای و نقشه زمین‌شناسی مجموعه شترکوه مشخص شده است

1 -Sedimentary bedding

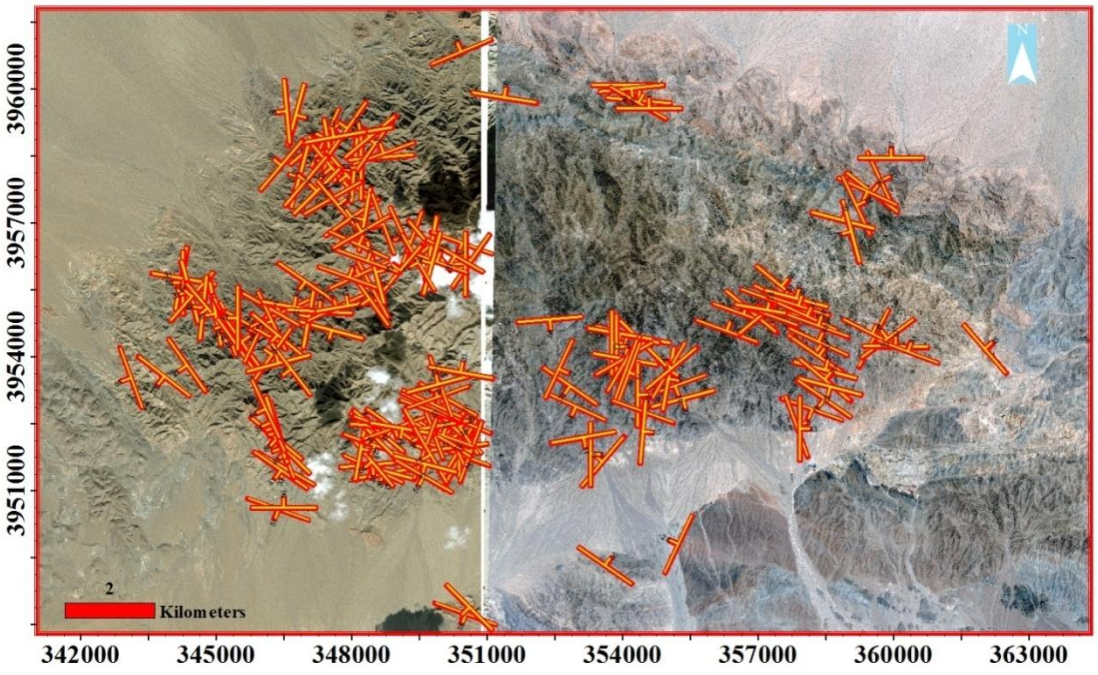
(شکل ۴-۳ و ۴-۴). به علاوه داده‌های بدست آمده از اندازه‌گیری برگوارگی‌ها و خطوارگی‌ها در جدول ۴-۱ آورده شده‌اند.

مشخصات برگوارگی‌ها در مجموعه شترکوه یک ساختاری گنبدی بزرگ را نشان می‌دهد که در هسته این ساختار دگرگونی به شرایط اوج خود رسیده و به گرانیت‌زایی نزدیک‌تر شده است. مطالعات صحرایی و بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای نشان می‌دهند، میگماتیت‌ها و گنیس‌های گرانیتی، در بخش‌های میانی این ساختار طاقدیسی برونزد یافته‌اند. این واحدهای متاپلیتی، یک دگرگونی پیشرونده را به سوی مجموعه هسته دگرگونی[1] نشان می‌دهند. ایزوگرادهای این واحدها به صورت متحدالمرکز در اطراف هسته دگرگونی آرایش یافته‌اند. مجموعه‌های هسته‌های دگرگونی میگماتیتی، اساساً از گنیس‌های آناتکتیکی تشکیل شده‌اند که توده‌های نفوذی مافیک (با گرایش توله‌ایتی یا کالکوالکالن) و همچنین گرانیتوئیدهای همزمان با تکتونیک و دگرگونی به درون آن‌ها نفوذ کرده‌اند (قاسمی، ۱۳۹۵).

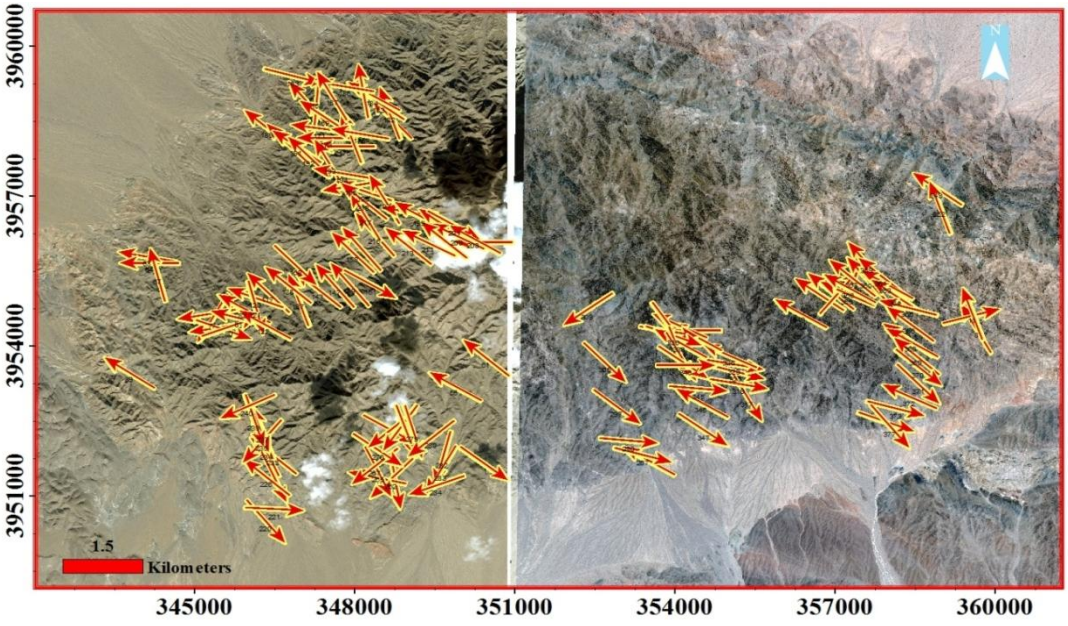
بر اساس مطالعات صحرایی صورت گرفته و مشخصات برگواره‌های اندازه‌گیری‌شده در مقیاس ماکروسکپی، برگوارگی این مجموعه غالب کم شیب تا نزدیک به افقی است. اگر موقعیت نمونه‌های که اندازه‌گیری شده بر روی استریوگرام نشان دهیم آشفتگی‌هایی در استریوگرام آن‌ها دیده می‌شود که در نگاه اول نوعی بی‌نظمی یا عدم انطباق به نظر می‌رسد ولی با تفکیک داده‌ها را برحسب موقعیت مکانی و گروه‌های سنگی به‌طور مجزا، در می‌یابیم که هر منطقه از لحاظ موقعیت خطوارگی و برگوارگی دارای ویژگی‌های خاص خود می‌باشد و از نظم محسوسی برخوردار هستند. این نتیجه‌گیری به ما گوشزد می‌کند که در محیط‌های دگرگونی باید در تفسیر استریوگرام‌ها دقت بیشتری به خرج داد و کلیه شواهد صحرایی و پتروگرافی را همزمان مورد توجه قرارداد. بررسی‌های دقیق‌تر نشان می‌دهد، شیب این عنصر ساختاری در هر بخش روند خاصی از شیب کم تا نزدیک به افقی نشان می‌دهد (شکل۴-۴- ب - د).

1 - Metamorphic core complex

.

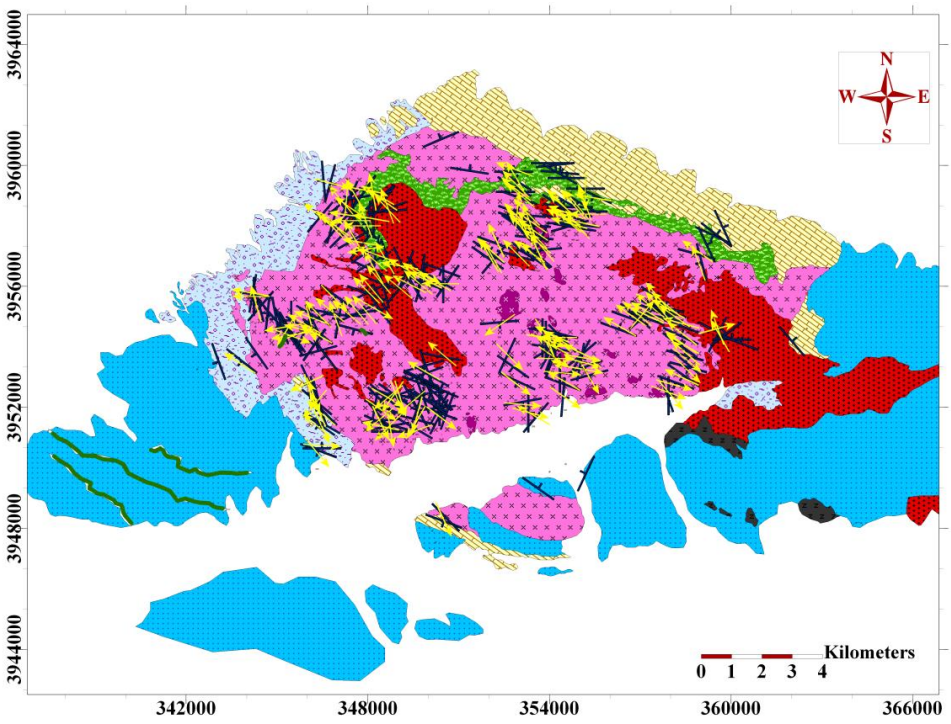


الف

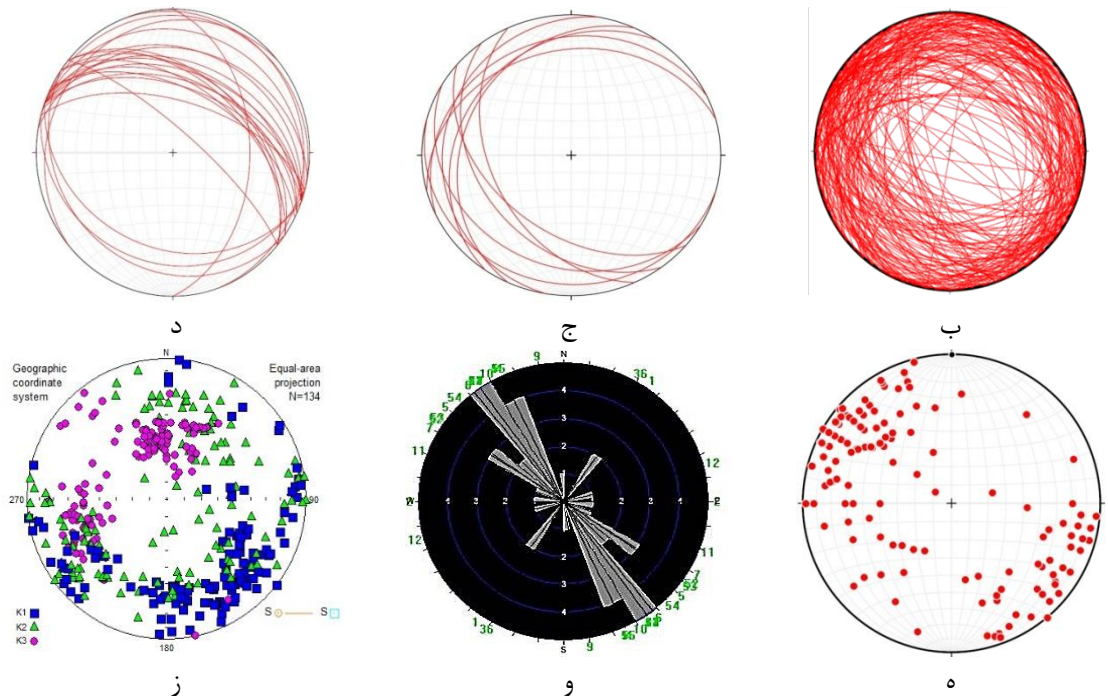


ب

شکل ۴-۳- الف) الگوی کلی توزیع برگواره‌ها و ب) خطواره‌های اندازه‌گیری شده بر روی مجموعه شترکوه، مقادیر شیب و امتداد برگواره‌ها و روند و میل خطواره‌ها همراه با مختصات نقاط مورد اندازه‌گیری در جداول ۴-۱ ارائه شده است.



الف



ب ج د

ه و ز

شکل ۴-۴- الف) نقشه زمین‌شناسی مجموعه شترکوه و الگوی کلی توزیع برگواره‌ها و خطواره‌های اندازه‌گیری شده بر روی آن، ب) استریوگرام نشاندهنده امتداد برگواره‌ها، در مجموع غالب برگواره‌ها دارای شیب کم (نزدیک به افقی) می‌باشند. ج و د) استریوگرام ترسیم شده امتداد برگواره‌ها در دو مسیر پیمایش شده در مجموعه شترکوه، ه) استریوگرام نشاندهنده تمرکز پلانج خطواره‌ها در جهت شمال غربی - جنوب شرقی با میزان پلانج تقریبا افقی، و) استریوگرام نشاندهنده قطب برگواره‌ها (حمه رضایی، ۱۳۹۵) در مجموع غالب برگواره‌ها دارای شیب کم (نزدیک به افقی) می‌باشند، ز) استریوگرام ترسیم شده مبتنی بر پارامترهای مغناطیسی اندازه‌گیری شده گنیس‌های مجموعه

شترکوه با استفاده از نرم‌افزار Anisoft 4. در متاپلیت‌ها (محمدی، ۱۳۹۵).

در بیشتر ایستگاه‌های مطالعاتی اندازه‌گیری روند خطواره‌ها نیز انجام گرفته است. بررسی روند خطواره‌ها نشان می‌دهد، این روندها غالباً در راستای شمال غربی - جنوب شرقی آرایش یافته‌اند. با توجه به ساختار هندسی استنباط شده برای منطقه (گنبدی یا طاقدیسی)، می‌توان نتیجه گرفت بیشترین تنش در راستای شمال شرق - جنوب غرب (مشروط به اینکه در طی تحوّلات صورت گرفته در منطقه، چرخش عمده‌ای صورت نگرفته باشد) بوده است. تمرکز کنتور دیاگرام‌ها، نشاندهنده میزان میل‌هایی نزدیک به افقی هستند (شکل ۴-۴- ه). در مطالعات ساختاری حمه رضایی (۱۳۹۵) که بر روی بخش غربی مجموعه شترکوه انجام شده است نیز همین نتایج حاصل شده که تأییدی بر صحت برداشت‌های صحرایی این پژوهش می‌باشد (شکل ۴-۴- و). همچنین بر اساس مطالعات فابریک‌های مغناطیسی که توسط محمدی (۱۳۹۵) انجام شده است (شکل ۴-۴- ز)، میانگین روند خطواره‌های مغناطیسی در گنیس‌ها برابر 25.7 / 121.7 است و میانگین قطب برگوارگی آن برابر 56.4 / 335.8 می‌باشد. برگواره‌های مغناطیسی در آمفیبولیت‌ها کم شیب و تقریباً افقی هستند. قطب میانگین برگواره‌های مغناطیسی آن‌ها دارای مشخصات 81.2 / 280.2 است. میانگین خطواره‌های مغناطیسی آن‌ها دارای مشخصات 6.6 / 141.6 است. با توجه به این داده‌ها، بر اساس مطالعات فابریک‌های مغناطیسی نیز برگواره‌ها و خطواره‌های منطقه کم شیب هستند.

۴-۵- فابریک‌های ریزساختاری

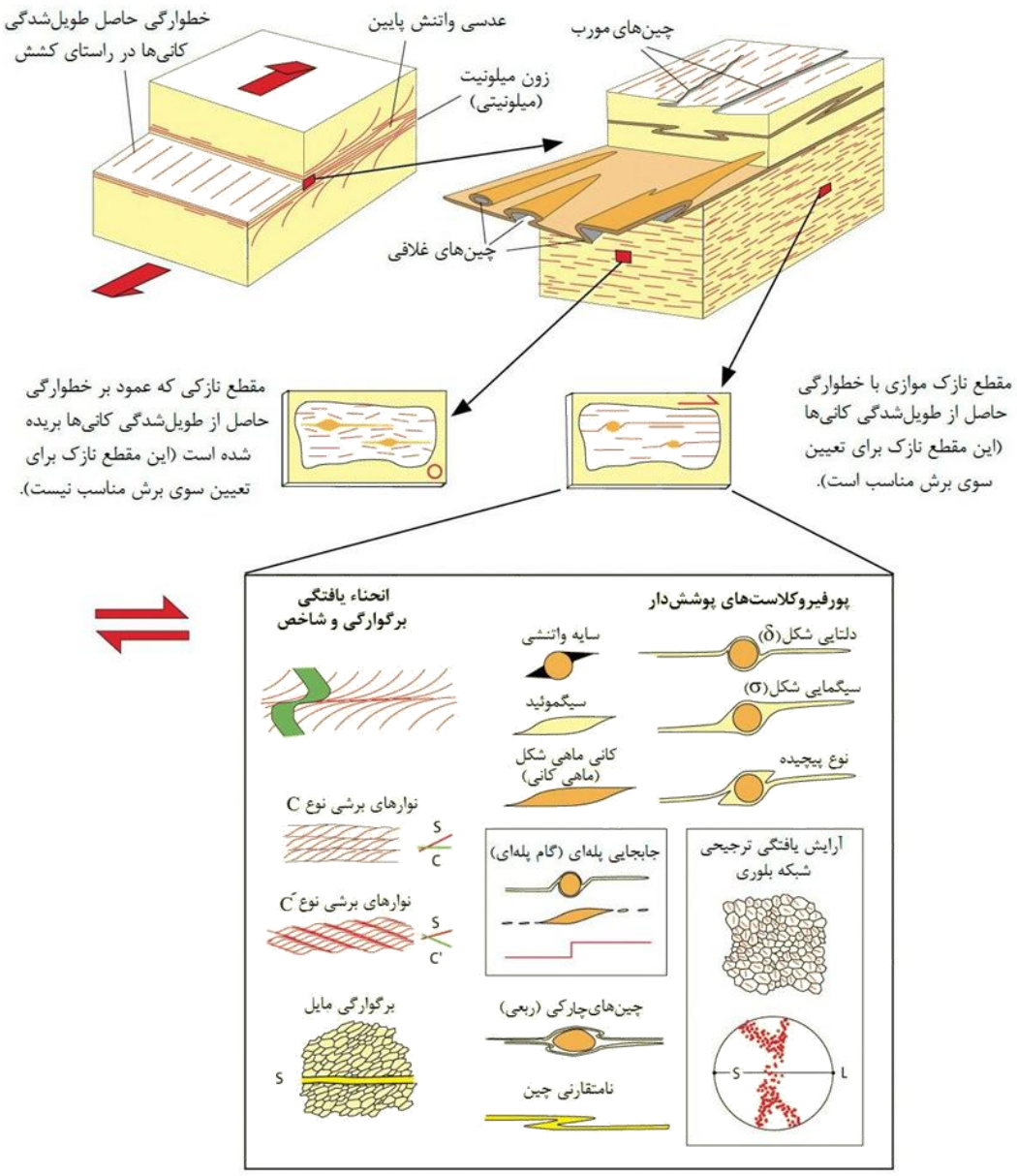
در مطالعه پهنه‌های برشی، بسیاری از زمین‌شناسان سوی برش میلونیت‌ها را مورد ارزیابی قرار می‌دهند. این کار، یکی از جنبه‌های مهم مطالعات سنگ‌های میلونیتی است ولی قبل از تلاش برای تعیین سوی برش، برای دست‌یابی به سوی صحیح برش، باید یک سری اصول کاری انجام گیرد. مقطع نازک در یک نمونه جهت‌دار باید عمود بر برگوارگی میلونیتی و موازی با خطوارگی ناشی از

کشیده‌شدن یا اجتماع کانی‌های سازنده سنگ برش داده شود. همچنین باید وضعیت مقطع نازک را دقیقاً کنترل کرد.

مهمترین شاخص‌های سوی برش به طور خلاصه در شکل ۴-۵ ارائه شده است. تعیین نوع برش در پهنه‌های برشی برای بازسازی تکوین و تکامل تکتونیکی منطقه اهمیت خاصی دارد.

بسیاری از شاخص‌های نوع برش که به نسبت گسترش خوبی دارند عبارتند از: جابجایی نشانگرها، برگوارگی، انحناها، کلیواژهای نوارهای برشی (مثل فابریک‌های S-C)، پورفیروکلاست‌های پوششی، بلورهای با شکل ماهی، ساختارهای ربعی و جهت‌یافتگی ترجیحی شبکه بلورها. فرایندهای دگریختی در یک پهنه برشی باعث بوجود آمدن فابریک برشی و تجمع بلورهایی می‌شود که بازگو کننده شرایط فشار و حرارت، نوع جریان برشی، نوع حرکت و پیشینه دگریختی در پهنه برشی می‌باشد.

پورفیروکلاست‌ها نیز منبع گران‌بهایی از اطلاعات برای درک تحولات تکتونیکی و دگرگونی محل تشکیل خود می‌باشند. مطالعه پورفیروکلاست‌ها در ارتباط با مکانیسم چین‌خوردگی و در تعیین نوع و مقدار برش در پهنه‌های برشی می‌توانند، مفید باشند. از آنجا که پورفیروکلاست‌ها دارای ساختارهایی با اطلاعات ارزشمند می‌باشند، مطالعه آن‌ها برای فهم حوادث تکتونیکی بزرگ مقیاس نیز مفید هستند. بسیاری از این شاخص‌های نوع برش در سنگ‌های متاپلیتی و متابازیتی مجموعه شترکوه مشاهده می‌شود که می‌تواند به کمک پورفیروکلاست‌ها نیز به آنها دست یافت. در این فصل شاخص‌های نوع برش مورد بحث و بررسی قرار گرفته است.

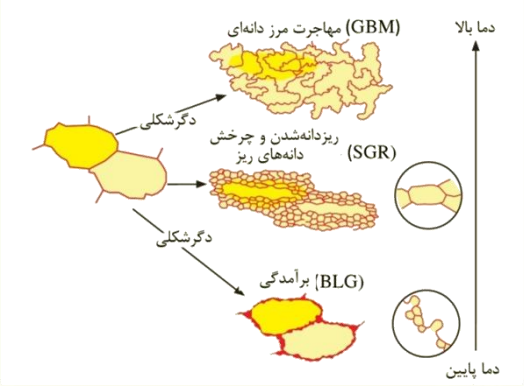


شکل ۴-۵- بخش بالا: نمودار نمادین نشان‌دهنده هندسه یک پهنه میلونیتی و عبارات استفاده شده برای توصیف آن. توجه نمایید که شاخص‌های سوی برش، تنها در مقاطع نازکی که موازی با خطوارگی ناشی از طویل‌شدگی یا اجتماع کانی‌ها و عمود بر برگوارگی میلونیتی تهیه شده‌اند، می‌توانند سوی برش صحیحی را نشان دهند. بخش پایین: متداول‌ترین انواع معمول شاخص‌های تعیین سوی برش (Trouw et al., 2010).

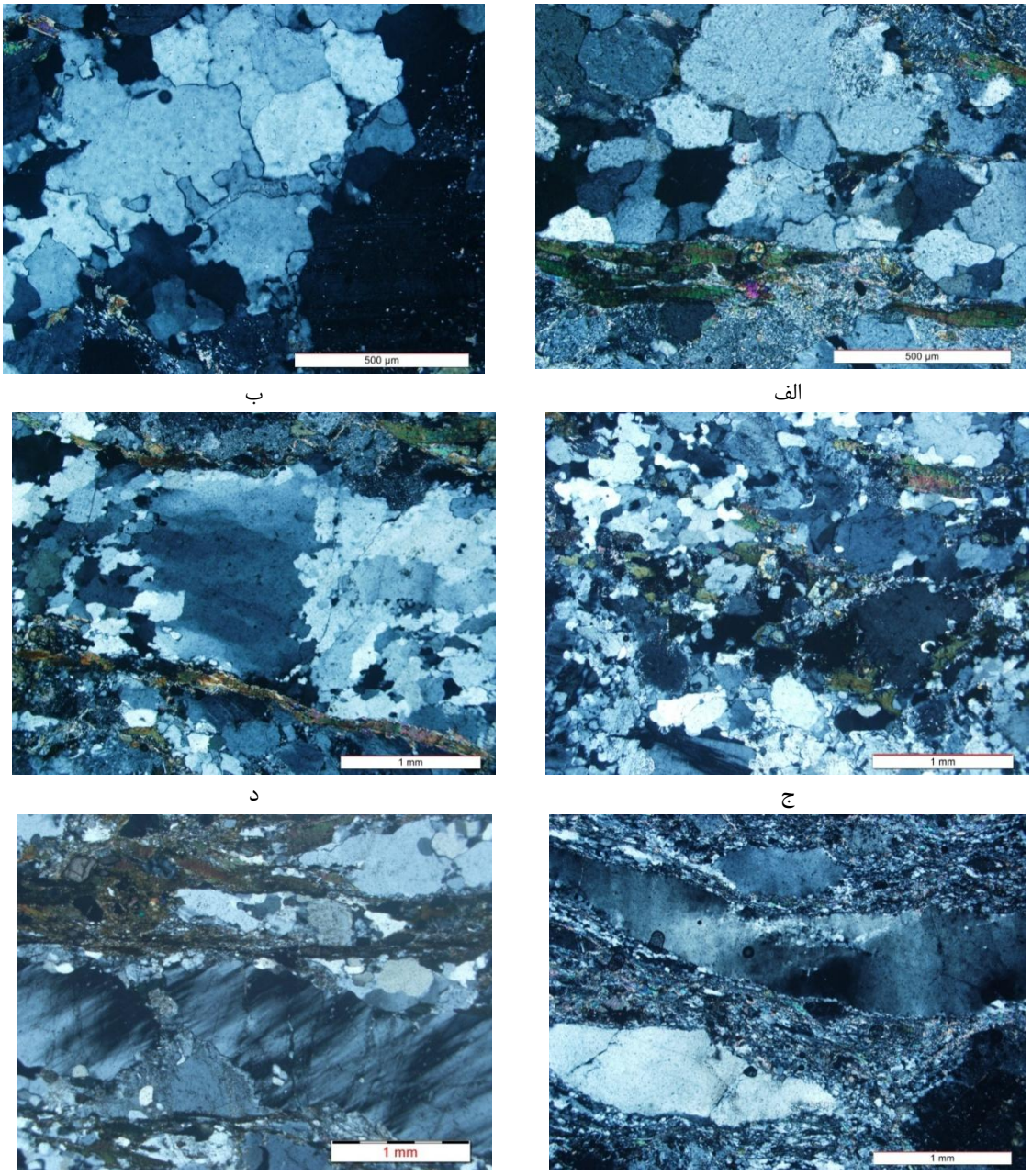
الف- دگرریختی کوارتز

کوارتز بصورت شکل‌دار تا بی‌شکل در بین سایر کانی‌ها حضور دارد. دانه‌ریز شدن کوارتز (ساب‌گرین شدن) یکی از شواهد بارز دگرشکلی ساب‌سولیدوس دما بالا می‌باشد (Sant'Ovaia et al., 2010). در این نوع دگرشکلی پورفیروکلاست‌های کوارتز دارای خاموشی موجی، حاشیه‌ای نامنظم و مضرّس می‌باشد (Passarelli et al., 2010). این نوع دگرشکلی در بخش اعظمی از سنگ‌های گنیسی مشاهده می‌شود که این مسئله با عملکرد تنش‌های برشی حاکم در منطقه هماهنگی و مطابقت دارد. از بین کانی‌های سازنده گنیس‌های مورد مطالعه، کوارتز مستعدترین کانی برای نشان دادن دانه‌ریز شدن و ساخت ساب‌سولیدوس می‌باشد.

کانی کوارتز در تخمین و ارزیابی شرایط دگرگونی در طی و بعد از میلونیت‌زایی حائز اهمیت می‌باشد. مشخصه نوری اصلی دگرشکلی کریستال- پلاستیک، خاموشی ملایم و یکنواخت و خاموشی موجی غیر لکه‌ای می‌باشد. دانه‌های طویل همراه با این گونه خاموشی موجی، بعضی اوقات با تیغه‌های دگرشکل شده (دگرشکلی تیغه‌ای) معرّف دگرشکلی دما پایین می‌باشند. در دماهای اندکی بالاتر، فرایند بازیافت، دانه‌های کوچکتر تولید می‌کند و فرایند تبلور دوباره نیز تمایل دارد تا دانه‌های دگرشکل شده قدیمی را توسط دانه‌های جدید کوچکتر جایگزین کند (شکل ۴-۶). سه نوع تبلور دوباره را می‌توان شناسایی و تفکیک نمود که به شرح زیر می‌باشند (Trouw et al., 2010) :



شکل ۴-۶- سه نوع اصلی تبلور دوباره دینامیک در یک مجموعه یا اجتماع چندبلوری (پلی کریستالین). به منظور درک بهتر تحولاتی که در طی تبلور مجدد صورت گرفته، رنگ زمینه یکی از دانه بزرگی که متحمل تبلور مجدد می‌گردند در زمان‌های قبل از تبلور مجدد و بعد از تبلور مجدد، با رنگ زرد روشن نشان داده شده است (Trouw et al., 2010).



الف ب

ج د

ه و

شکل ۴-۷- الف- ب) دانه‌ریز شدن یا ساب‌گرین‌شدن شدید کوارتز. عدسی‌های غنی از کوارتز در گنیس میلونیتی شده با سطوح تماس کنگره‌دار (برآمده) در بین دانه‌های کوارتز و تبلور مجدد آغازین همراه با برآمدگی مرز دانه‌ها مشاهده می‌شود. ج- د) تصاویر میکروسکپی بیانگر دانه‌ریز شدن کوارتز (ساب‌گرین شدن) و میلونیتی شدن آن به عنوان یکی از شواهد بارز دگرشکلی، ه - و) میلونیت درجه بالا با نوارهای کوارتزی، پتاسیم فلدسپارها تبلور مجدد یافته و دانه‌ریز شده‌اند. این تصویر میکروسکپی به عنوان مثالی از میلونیت درجه بالا نشان داده شده است. شکل ویژه دانه‌های کوارتز حاصل کشیدگی زیاد همراه با تبلور مجدد (از طریق مهاجرت مرز دانه‌ها در دمای بالا) می‌باشد. (XPL).

تبلور مجدد همراه با برآمدگی مرز دانه‌ها در دماهای نسبتاً پایین؛ مهاجرت مرز دانه‌ای در دماهای پایین به برآمدگی دامنه کوتاه مرزهای تماس دانه‌ها منجر می‌شود که نهایتاً به وسیله فرآیندی به نام

باریک‌شدگی به جدایش بخش‌هایی از دانه‌های اولیه، به صورت دانه‌های جدید کوچک ختم خواهند شد.

تبلور مجدد همراه با ریزدانه‌شدن و چرخش دانه‌های ریز و جدید تولید شده در دماهای پایین تا متوسط. این نوع تبلور مجدد، دانه‌های جدیدی را تولید می‌کند که با چرخش پیشرونده دانه‌های ریز تولید شده در آن‌ها همراه هستند.

به طور قاطع و صریحی در سازوکار مهاجرت مرز دانه‌ها در دماهای بالا، دانه جدیدی تولید نمی‌شود، ولی بر اثر رشد از طریق مهاجرت مرز دانه‌ها، دانه‌های بزرگی با اشکال نامنظم تولید می‌شود که اغلب دارای ادخال‌هایی از سایر کانی‌ها می‌باشند.

اگر بعد از تبلور مجدد همراه با دانه‌ریز شدن و چرخش، دما به اندازه کافی بالا باشد، تعدیل مرز دانه‌ها تحت شرایط ایستا (یا استاتیک) تمایل دارد به تشکیل فابریک گرانوبلاستی چندوجهی، شاخص شرایط دگرگونی درجه متوسط منجر شود. از ویژگی‌های برجسته میلونیت‌های درجه بالا، وجود نوارهای تک‌بلوری[1] متشکل از کوارتزهای تبلور مجدد یافته‌ای است که به وسیله مهاجرت مرز دانه‌ها، رشد کرده‌اند و به دانه‌هایی طویل تبدیل گردیده‌اند (Trouw et al., 2010).

ب- دگریختی فلدسپارها

یک ویژگی متداول میلونیت‌ها آنست که پورفیروکلاست‌ها در امتداد حاشیه خود، متحمل تبلور مجدد می‌گردند و در اطراف هسته تک بلوری آن‌ها، یک پوشش یا گوشته نسبتاً چند بلوری (پلی‌کریستالین) به وجود می‌آید (Passchier & Trouw, 2005). در بسیاری از حالات، حاشیه اطراف پورفیروکلاست‌ها دارای شکل کشیده‌ای در دو طرف هستند که آنها را پوشش نامیده و چنین پورفیروکلاست‌هایی را پورفیروکلاست‌های پوششی یا ساختار هسته و گوشته می‌نامیم که معمولا از فلدسپات (فلدسپار) هستند که در یک خمیره کوارتز- فلدسپار- میکا یا از یک اورتوپیروکسن در پریدوتیت تشکیل شده‌اند (Trouw et al., 2010). بخش پوششی دارای بلورهایی ریزی است که در دو طرف پورفیروکلاست به

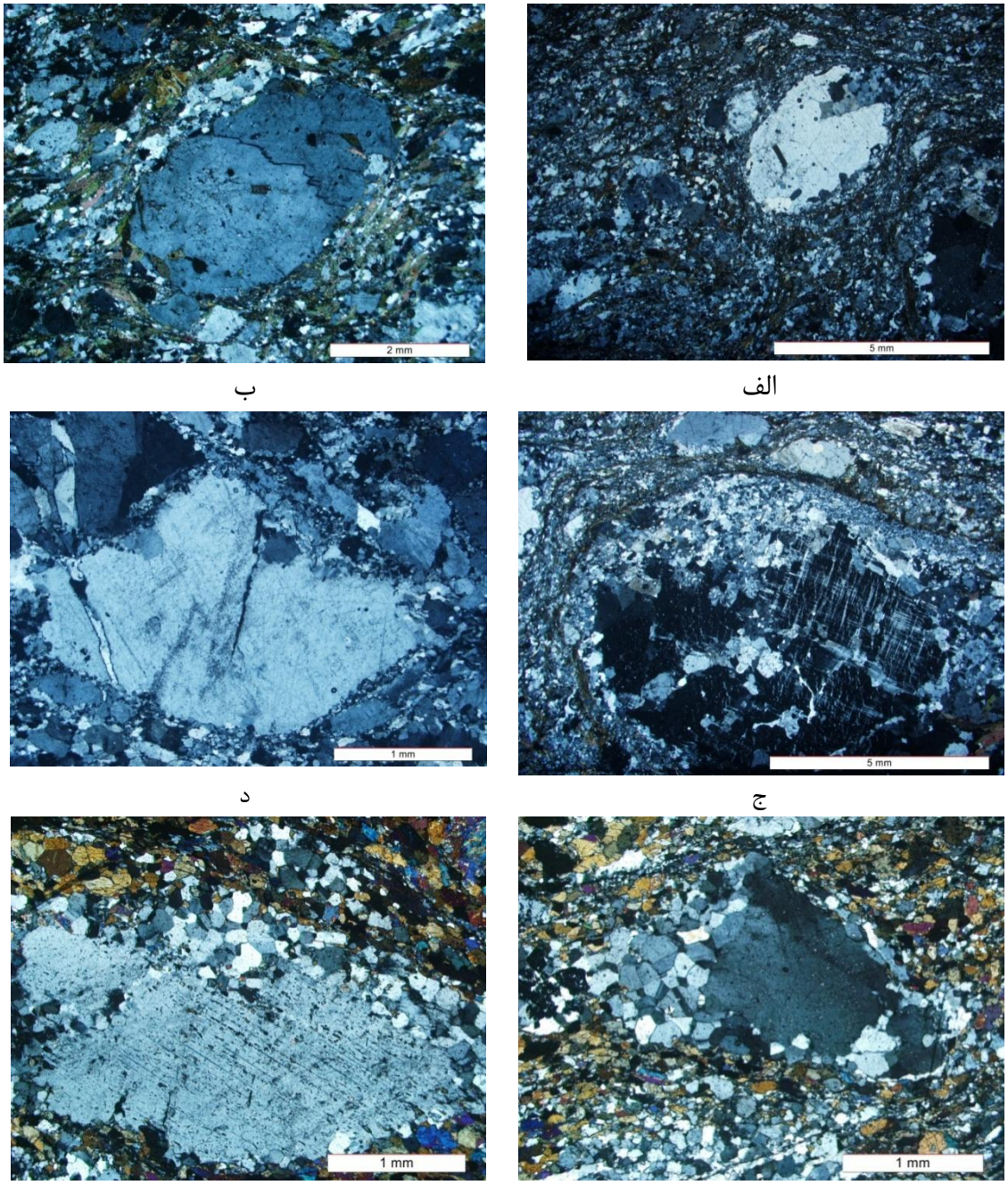
1 - Monocrystalline

صورت بال‌هایی به موازات اجزای کشیده شده در میلونیت‌ها ادامه دارند شکل این بال‌ها می‌تواند برای تعیین نوع برش مورد استفاده قرار گیرد. در گوشته (یا پوشش)، اندازه دانه‌ها با تغییرات تنش در دگرشکلی متناسب است. از آنجایی‌که در مقایسه با دماهای بالاتر، تغییرات تنش[1] در دماهای پایین‌تر تا مقادیر بیشتری صورت می‌گیرد، از این رو اندازه دانه‌ها به طور غیرمستقیم، به خوبی با دما متناسب است. این بدان معناست که در دماهای بالاتر، گوشته‌ها یا بخش‌های پوششی معمولاً اندازه دانه بزرگتری (یا به عبارتی دانه‌هایی با ابعاد بزرگتر) به نمایش می‌گذارند.

در مقاطع نازک تهیه شده از سنگ‌های متاپلیتی و متابازیتی مجموعه شترکوه پورفیروکلاست‌های گوشته‌ای (دارای پوشش) از جنس فلدسپار به خوبی قابل مشاهده هستند (شکل ۴- ۸). پورفیروکلاست‌های دارای بخش پوششی منطقه مورد مطالعه اغلب از بلور منفرد مرکزی و پوشش دانه‌ریز از بلور هم‌جنس تشکیل شده‌اند. بخش پوششی (گوشته) دارای بلورهای دانه‌ریز به صورت دنباله دگرریخت شده و به موازات اجزای دانه‌ریز در میلونیت ادامه پیدا کرده است.

در میلونیت‌های با واتنش بالا پورفیروکلاست نوع δ حضور دارند در حالی که پورفیروکلاست‌های نوع σ در میلونیت‌های با واتنش پایین نیز مشاهده می‌شوند (محجل، ۱۳۸۸). در منطقه مورد مطالعه بیشتر پورفیروکلاست‌های نوع σ وجود دارند که دلالت بر وجود تنش پایین می‌باشد. سیستم‌های پورفیروکلاست مشاهده شده در مقاطع دارای شکل‌های خاصی هستند که برای تعیین نوع برش و دیگر خصوصیات پارامترهای جنبشی می‌توان از آنها استفاده نمود. در پورفیروکلاست‌های پوشش‌دار مشاهده شده در مقاطع نازک اکثرا فلدسپارها و کوارتزها در راستای شمال‌شرقی- جنوب‌غربی کشیدگی پیدا کرده‌اند و بیانگر وقوع حرکات راست‌گرد می‌باشند (شکل ۴-۸- الف و ب).

1 - Differential stress



الف ب

ج د

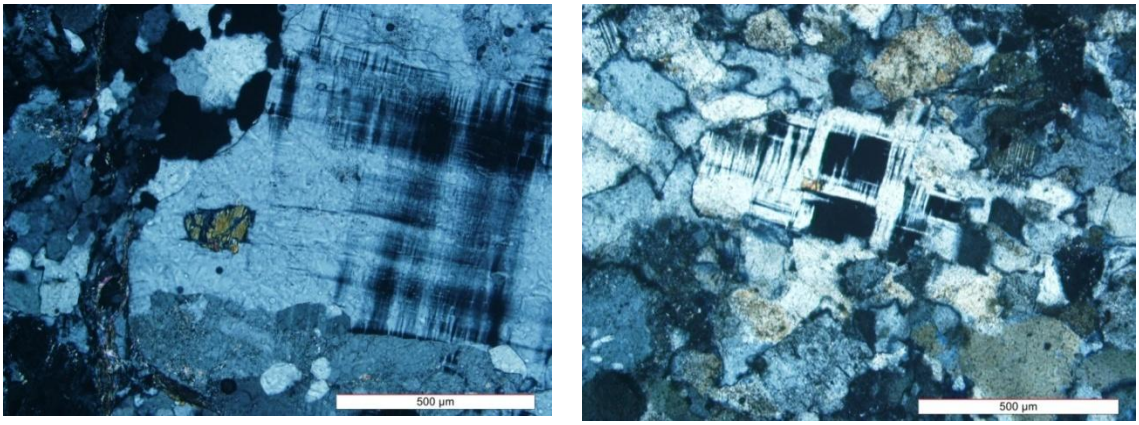
ه و

شکل ۴-۸- پورفیروکلاست‌های پوششی یا ساختار هسته و گوشته در الف- د) در اطراف ارتوز متعلق به گنیس‌ها، ه - و) در اطراف پلاژیوکلاز متعلق به گابرودیوریت‌ها، (XPL).

پورفیروبلاست‌های فلدسپارهای آلکالن ارتوز و میکروکلین بافت‌های چشمی را ایجاد کرده‌اند. اشکال سیگمایی پورفیروئیدها و ساب‌گرین شدن کوارتزها از شواهد دگریختی در این نمونه می‌باشد. تصویر نشاندهنده شواهد دگریختی شکل‌پذیر در گنیس به صورت خمش ماکل پلی‌سینتتیک در پلاژیوکلاز و شکل سیگمایی پورفیروبلاست گارنت که حاکی از اعمال تنش‌های برشی بر آنهاست. کوارتزهای

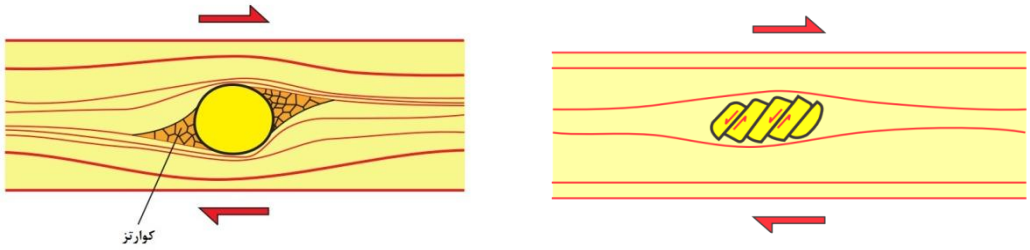
موجود نیز خاموشی موجی نشان می‌دهند و ساب گرین شده‌اند. در گنیس‌ها فلدسپارهای پتاسیک از نوع ارتوز و ارتوز پرتیتی می‌باشند. در برخی موارد فلدسپارهای پتاسیک در اثر دگرسانی به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند.

ارتوز به مقدار فراوان و اغلب بی‌شکل با اندازه ۱ تا ۱۰ میلی‌متر در این سنگ‌ها یافت می‌شود و بافت پرتیتی لکه‌ای و یا رشته‌ای از ویژگی‌های بارز آن می‌باشد. در برخی موارد ارتوز در اثر دگرسانی به کانی‌های رسی و سریسیت تبدیل شده است. ارتوز گهگاه در اثر دگرشکلی و تحمّل تنش‌های تکتونیکی شدید به طور موضعی به میکروکلین تبدیل می‌شود، این امر نشان‌دهندهٔ تغییر سیستم بلورشناسی آن می‌باشد. تحمیل تنش به ارتوکلاز باعث می‌شود تا این کانی عکس‌العمل نشان دهد و از سیستم منوکلینیک به سیستم تریکلینیک تغییر سیستم دهد و به بلورهایی با سیستم تقارن کمتر تبدیل شود که در نتیجه میکروکلین تشکیل می‌گردد. در بخش‌هایی از بلورهای ارتوز که به میکروکلین تبدیل شده‌اند ماکل پریکلین به وضوح مشاهده می‌شود (Vernon, 2004). در شکل ۴- ۹ تبدیل شدگی ارتوز به میکروکلین همراه با ماکل بارز پریکلین در بخش میکروکلینی مشاهده می‌شود.



شکل ۴-۹- پتاسیم فلدسپار ارتوز که به میکروکلین تبدیل شده است. ماکل میکروکلین در برخی نقاط شدیدتر است که نشاندهنده محل‌های با استرین بالاتر است.

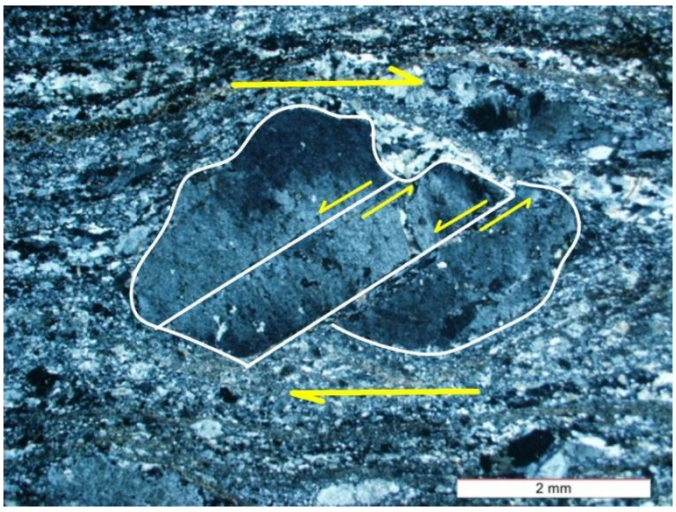
پورفیروکلاست‌های قطعه قطعه شده نوع دومینو، سایه‌های واتنشی نامتقارن در مقاطع میکروسکپی واحدهای سنگی مجموعه شترکوه کم و بیش مشاهده می‌شوند (شکل ۴-۱۰).



ب الف

شکل ۴-۱۰- پورفیروکلاست نوع دومینو (Trouw et al., 2010). توجه نمایید که حرکت در امتداد گسل‌ها در پورفیروکلاست نسبت به سوی برش در زمینه، آنتیتتیک (خارج به داخل) است. همچنین توجه نمایید که زاویه بین این گسل‌ها و برگوارگی میلونیتی معمولاً از ۴۵ درجه بزرگتر (بیشتر) است. ب- مدل آرمانی (ایده‌آل) سایه‌های کرنشی نامتقارن.

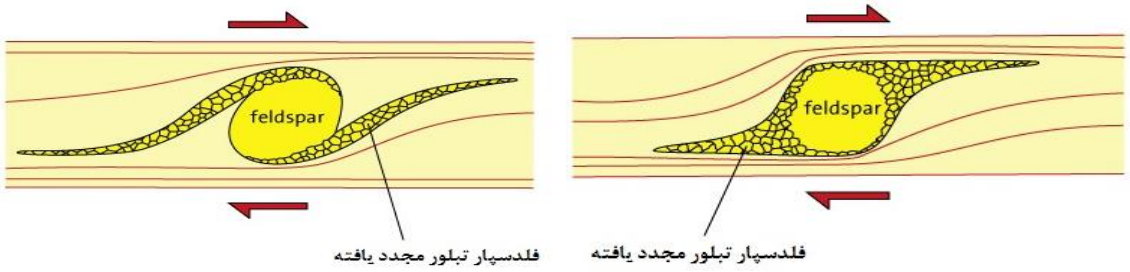
در پورفیروکلاست پتاسیم فلدسپار موجود در میلونیت‌های درجه پایین، برگوارگی میلونیتی در اطراف پورفیروکلاست به شدت دستخوش انحراف و تغییر راستا شده و آرایش پلکانی بارز و واضحی نشان می‌دهد، این امر معرّف سوی راستگرد برش می‌باشد. در امتداد حاشیه پورفیروکلاست تبلور مجدد اندک و تبدیل شدگی به دانه‌های بسیار ریز، قابل رؤیت است. توجه نمایید که زاویه بین سطوح گسلی (که قطعات فلدسپار را از هم جدا می‌کند) و برگوارگی میلونیتی (پورفیروکلاست بزرگ) از ۴۵ درجه بزرگتر (بیشتر) است. سوی برشی بین قطعات چپگرد است اما سوی کلی برش در سنگ راستگرد است. این ساختار شبیه لغزش کتاب‌هایی است که در درون یک قفسه به سمت معینی صورت گرفته است یا به عبارتی از این ساختار به عنوان ساختار لغزش کتابی (قفسه کتابی) نیز نام برده می‌شود.



شکل ۴-۱۱- پورفیروکلاست پتاسیم فلدسپار قطعه قطعه شده نوع دومینو که در زمینه‌ای از کوارتز، فلدسپار و میکا قرار گرفته است. این سنگ یک پروتومیلونیت است که از گنیس مشتق‌شده است.

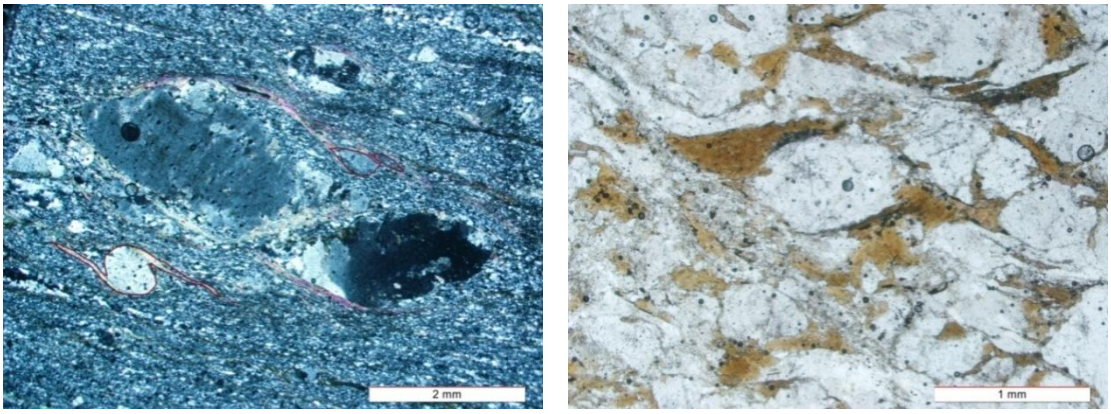
ج- ساخت‌های دلتا و سیگما

معمولا ساخت‌های دلتایی و سیگمایی ایده‌آل در یک زمینه دانه‌ریز مشاهده می‌شوند، نسبتاً نادرند و تشکیل آن‌ها در میلونیت‌ها چندان متداول نیست. با این وجود، ساخت‌های مشابه و انتقالی متداول هستند، به ویژه در میلونیت‌های درجه پایین. حالت‌های انتقالی یا گذرای تبدیل به ساخت‌های همراه با سایه‌های وانتشی نامتقارن نیز متداول هستند و در بسیاری موارد تفکیک بین بال‌های تشکیل شده از مواد تبلور مجدد یافته مشتق‌شده از پورفیروکلاست‌ها و زمینه، مشکل است. در موارد مذکور، آرایش پلکانی معمولاً قابل اعتمادترین شاخص سوی برش می‌باشد.



ب الف

شکل ۴-۱۲- الف) ساخت سیگمایی ایده‌آل. به بالهای تشکیل شده از فلدسپار تبلور مجدد یافته مشتق‌شده از پورفیروکلاست توجه نمایید. ب) ساخت دلتایی ایده‌آل. (Trouw et al., 2010).

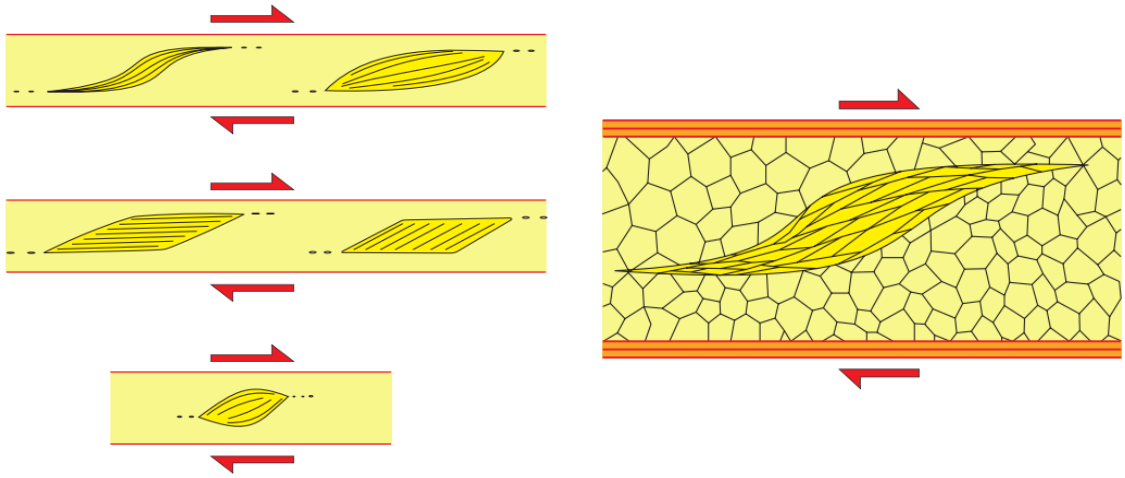


ب الف

۴-۱۳- ساختارهای دلتا و سیگمای تشکیل شده در سنگهای الف) متاپلیتی (PPL). و ب) متاریولیتی مجموعه دگرگونی شترکوه (XPL).

د- دگرریختی میکاها

بیوتیت یکی از کانی‌هایی است که با توجّه به ساختار صفحه‌ای خود دارای قابلیت زیادی برای تغییر شکل و بروز شواهد دگرشکلی می‌باشد. در صورتی که مقدار تنش کم و به ویژه اگر دما بالا باشد، شواهد دگرشکلی در بیوتیت بیشتر به صورت پیچ و تاب خوردگی (کینکینگ[1] یا کینک‌باند[2] (نوار خمشی)) می‌باشد. در دماهای پایین‌تر و تنش‌های بیشتر تغییر شکل بیوتیت به صورت ساب‌گرین شدن و له‌شدن می‌باشد. در حالت ساب‌سولیدوس دمای پایین این پدیده به وفور اتفاق می‌افتد. پیچ و تاب خوردگی بیوتیت معمولاً در دگرشکلی دمای بالا انجام می‌گیرد. در صورتی که فرآیند دگرشکلی بیوتیت در حضور سیالات گرمابی انجام شود، بیوتیت به موسکوویت، اسفن و کلریت تبدیل می‌گردد. تبدیل بیوتیت به کانی‌های نام برده معرّف انجام این تغییر و تحولات در حضور سیالات دمای بالا می‌باشد. بیوتیت به عنوان کانی مافیک اصلی در گنیس‌های مجموعه شترکوه حضور دارد. گاهی هورنبلند نیز در گنیس‌ها یافت می‌شوند که حضور هورنبلند به یک منشاء پلیتی اولیه دارای کمی ترکیبات کلسیم‌دارتر یا آهکی اشاره می‌کند.

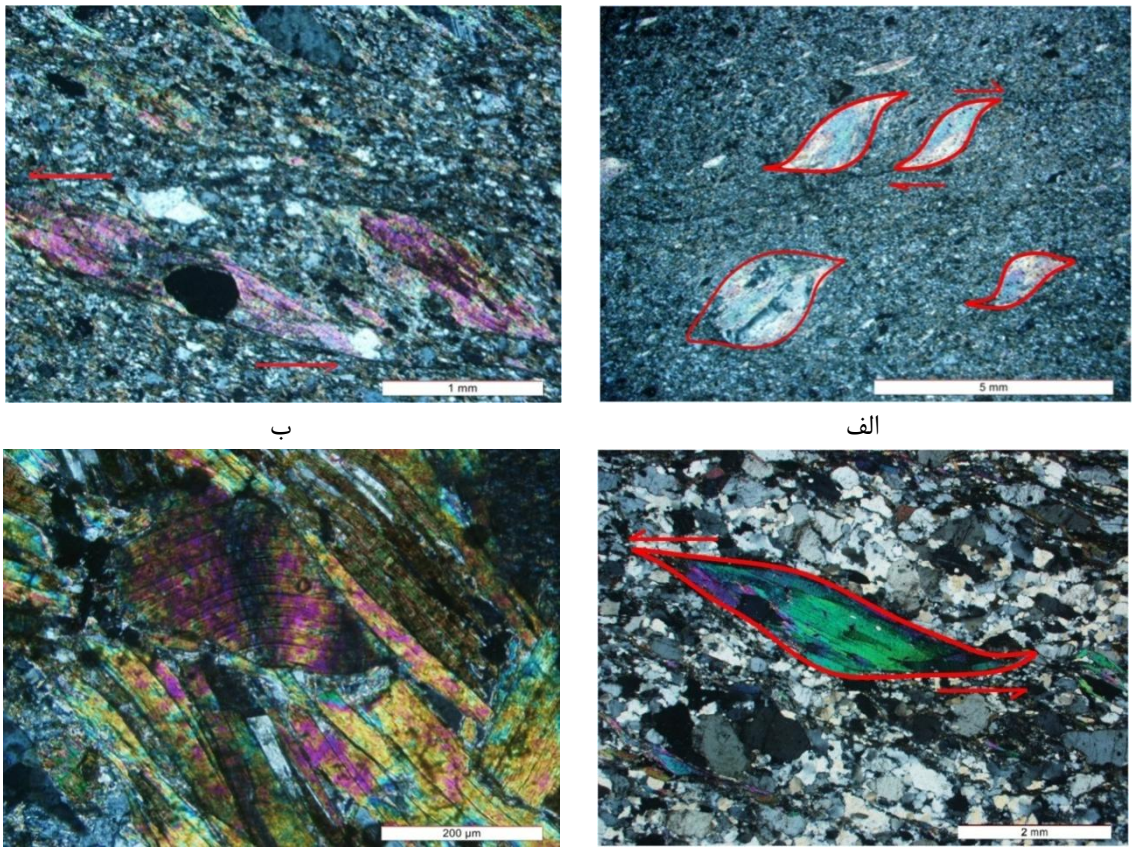


الف ب

شکل ۴-۱۴- الف) برگوارگی ماهی شکل ایده‌آل تشکیل شده از بلورهای میکا که توسط زمینه کوارتزیتی دربر گرفته شده است. ب) پنج نوع از میکاهای ماهی‌شکل، که معمولاً در طبیعت (یا به‌طور طبیعی) با آن مواجه می‌شویم (Trouw et al., 2010).

1- Kinking
2-Kink band

کانی‌های ماهی‌شکل، به ویژه مسکوویت‌های ماهی‌شکل، بر اساس سازوکاری که برای تشکیل این اشکال پیشنهاد می‌شود (Passchier & Trouw, 2005)، به چندین گروه تقسیم شده‌اند. با این وجود، بسیاری از این شکل‌ها، حالت‌های گذرا یا انتقالی بین یکدیگر هستند. در مورد بسیاری از کانی‌های ماهی‌شکل این موضوع متداول است که بزرگترین (طویل‌ترین) بعد آن‌ها با برگوارگی میلونیتی زاویه کوچکی می‌سازد و در ضمن یک آرایش پلکانی تولید می‌کند. این آرایش پلکانی، مهم‌ترین شاخص سوی برش است که از کانی‌های ماهی‌شکل استنباط می‌شود.



ب الف

د ج

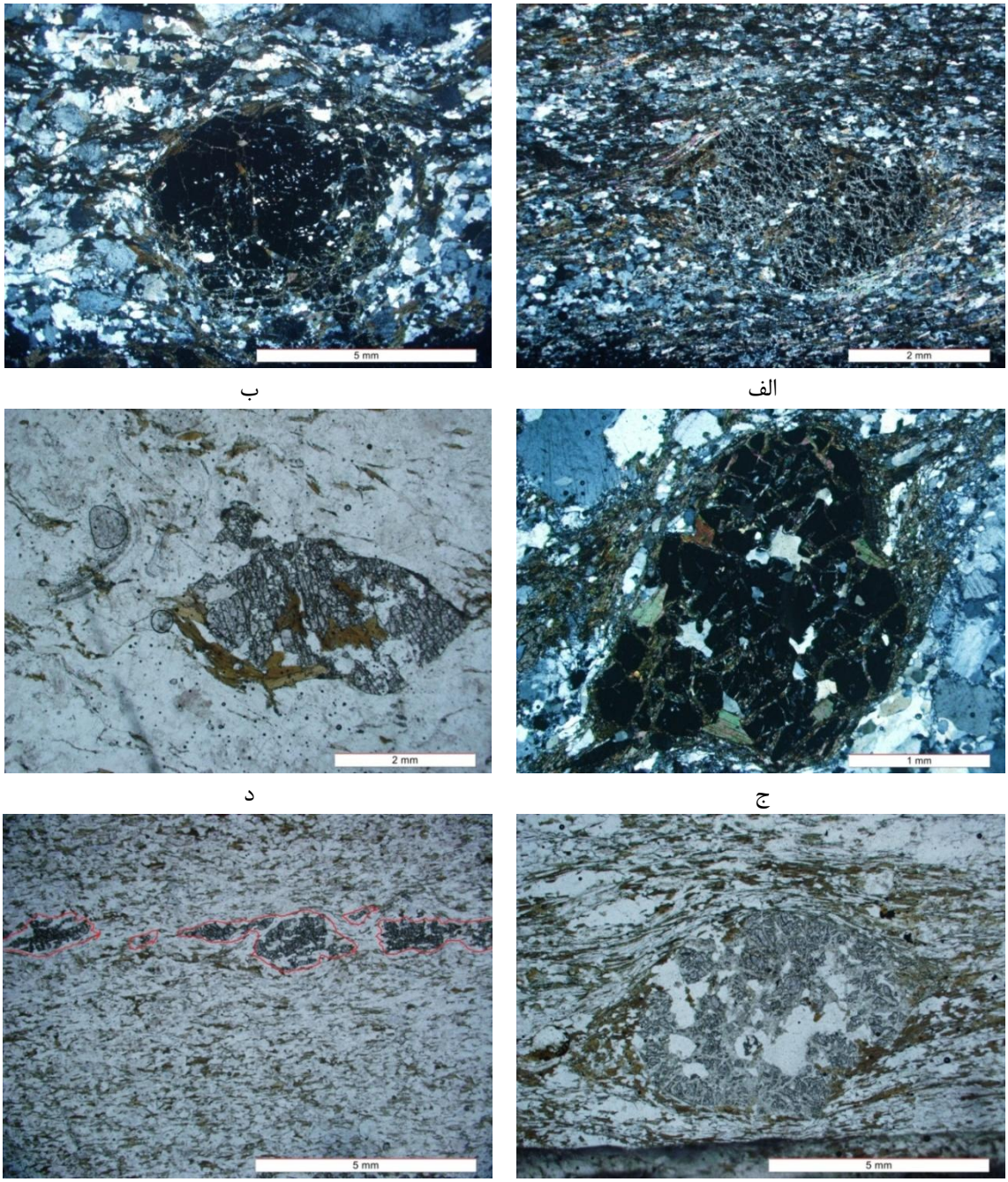
۴-۱۵- اولترامیلونیت مشتق‌شده از پاراگنیس‌ها. این سنگ دارای مسکوویت ماهی‌شکلی است که با توجه به آن، سوی برش راستگرد است. زمینه متمایل به قهوه‌ای، از بیوتیت‌های بسیار دانه‌ریز غنی است. ب) میکاماهی به همراه پورفیروکلاست‌های ارتوز در یک گنیس شدیداً میلونیتی شده. ج) مسکوویت ماهی با سوی برشی چپگرد در گنیس‌های میلونیتی شده مجموعه شترکوه ، د) مسکوویت‌های دارای کینک‌باند متعلق به گنیس مجموعه شترکوه. (XPL).

متداول‌ترین و مستعدترین کانی، برای به وجود آوردن اشکال ماهی‌شکل در میلونیت‌ها و به ویژه در سنگ‌های غنی از کوارتز، مسکوویت می‌باشد. بیوتیت‌های ماهی‌شکل نسبتاً نادر هستند، احتمالاً به

این خاطر که، آن‌ها در مقایسه با مسکوویت، بسیار آسان‌تر تبلور مجدد پیدا می‌کنند. حالت‌های ماهی‌شکل کانی‌های مقاوم‌تر نظیر گارنت، آمفیبول، پیروکسن و اسفن و ... تمایل دارند در درجات بالاتر دگرگونی و معمولاً در جایی‌که این بلورها (کانی‌ها) توسط کوارتز محصور شده‌اند، تشکیل گردند. بلورهای ماهی‌شکل علاوه بر میکا می‌توانند در گروهی از بلورهای دیگر مانند تورمالین، فلدسپار، گارنت، پلاژیوکلاز، آمفیبول، آپاتیت و کوارتز با جهت‌یابی کاملا مشابه نسبت به برگوارگی میلونیتی به وجود آیند. از این ساختار به عنوان تعیین‌کننده نوع برش می‌تواند استفاده شود (محجل، ۱۳۸۸). هر دو مورد ذکر شده از بلورهای میکاماهی نیز در بخش‌های مختلف راستای حرکت راست‌گرد یا چپ‌گرد نشان می‌دهند که ناشی از عملکرد زون‌های دگرشکلی و دگرریختی در این مجموعه هستند.

ه- دگرریختی گارنت

پورفیروبلاست‌های گارنت معیار بسیار خوبی برای تعیین روابط بین پورفیروبلاست‌ها و دگرریختی در متاپلیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌های می‌باشند و می‌توانند بازگو کننده زمان نسبی رخداد یا رخدادهای دگرریختی و دگرگونی باشند. مطالعه میکروسکپی نمونه‌های حاوی گارنت نشان می‌دهد، گارنت‌های موجود در میکاشیست‌ها ریزدانه بوده و اغلب فاقد ادخال می‌باشند. پورفیروبلاست‌های گارنت در آغاز زون گارنت در میکاشیست‌ها به صورت بلورهای شکل‌دار بوده و اغلب سالم و بدون دگرریختی هستند. با توجه به چرخش برگوارگی خارجی در اطراف این بلورها، می‌توان نتیجه گرفت رشد آنها قبل، بعد یا همزمان با تکتونیک بوده است. در نمونه‌های گنیسی، پورفیروبلاست‌های گارنت دانه درشت‌تر هستند و اغلب دارای ادخال‌هایی از کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت هستند. این ادخال‌ها الگوی خاصی را نشان نمی‌دهند و نمی‌توان بر اساس آن نوع پورفیروبلاست را در رابطه با دگرریختی مشخص نمود. به علاوه پورفیروبلاست‌های گارنت در گنیس‌های مورد مطالعه غالباً خرد شده و دارای درز و شکستگی‌های فراوان هستند (شکل ۴- ۱۶).



الف ب

ج د

ه و

شکل ۴-۱۶- تصاویر میکروسکپی الف) نشاندهنده پورفیروبلاست (پورفیروکلاست) گارنت نوع دومینو معرّف جهت برش چپ‌بر، ب و ج) پورفیروبلاست خرد شده گارنت، د و ه) پورفیروکلاست ماهی شکل گارنت معرف جهت برش راست‌بر، ه) کشیدگی غده‌های گارنت در اثر دگرریختی در مقیاس ماکروسکپی ، و) کشیدگی بلورهای گارنت در اثر دگرریختی شدید و نواری شدن دانه‌های ریز گارنت در مقیاس میکروسکپی.

در برخی گنیس‌ها، پورفیروبلاست‌های درشت گارنت، کشیدگی قابل ملاحظه‌ای نشان می‌دهند که بیانگر وقوع دگرریختی شکل‌پذیر دمای بالاست. این سنگ‌ها میلونیتی شده و ایجاد بافت نواری در اثر کشیدگی فلدسپارها و همچنین گارنت از شواهد میلونیتی شدن آنهاست (شکل ۴-۱۶- ز). لذا با توجه

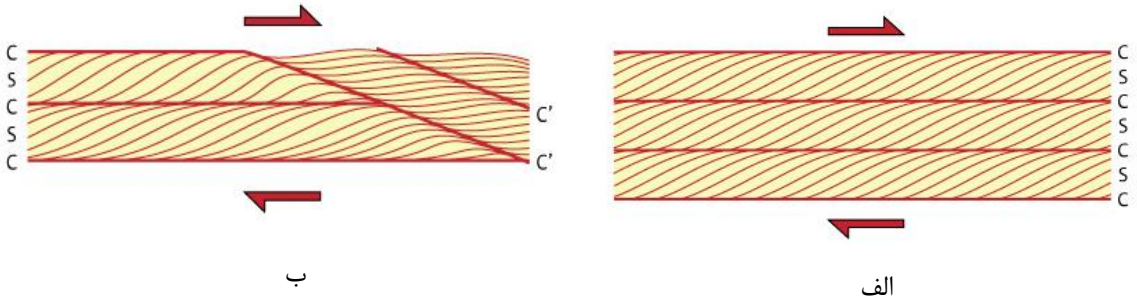
به موارد شرح داده شده از نمونه‌های متاپلیتی می‌توان استنباط کرد، رشد پورفیروبلاست‌های گارنت قبل از دگرریختی صورت گرفته و اثرات تنش‌های برشی اعمال شده بر سنگ به صورت شواهد میلونیتی شدن و ایجاد بافت نواری در اثر کشیدگی کانی‌های موجود در سنگ به وضوح مشاهده می‌شود.

۴-۶- سطوح C/S

حالت‌های ایده‌آل (آرمانی) سطوح C/S و C′ کیلواژ نوار برشی[1] در شکل‌های ۴-۱۷ نشان داده شده است، بعضی اوقات این سطوح با یکدیگر اشتباه می‌شوند و ممکن است تفسیر نادرست ناشی از این امر، به برداشت غلط یا ناصحیحی از سوی برش منجر شود (یا به عبارتی، ممکن است در تعیین سوی برش، اشتباه صورت گیرد). نسبت به سطح پهنه برشی، سطوح S" به سمت عقب" شیب دارند و در مقابل سطوح C′" به سمت جلو" شیب (تمایل) پیدا کرده‌اند. در هر دو مورد، زاویه‌ها مشابه هستند و حدود ۱۰ تا ۴۵ درجه می‌باشد. سطوح S انحناءدار هستند و در عدسی‌های کمتر دگرشکل‌شده‌ای محفوظ مانده‌اند که بین پهنه‌های برشی بسیار ریز (میکرو) یا نوارهای برشی قرار دارند. نوارهای برشی، سطوح C و C′ را به وجود می‌آورند که معمولاً تیره رنگ هستند، دارای امتداد مستقیم می‌باشند و از هم نیز فاصله‌دار هستند. اختلاف بین سطوح C و C′ تنها به نحوه آرایش یافتگی یا جهت‌یافتگی آنها نسبت به برگوارگی میلونیتی اصلی پهنه برشی خودش (مربوطه‌شان) مربوط می‌گردد. سطوح C موازی هستند و سطوح C′ مایل هستند و معمولاً زاویه تمایل یافتگی آن‌ها حدود ۳۰ درجه می‌باشد، اما در برخی موارد این زاویه بیشتر نیز می‌باشد (Vernon, 2004). در فیلونیت‌ها، برخورد این دو فابریک، سبب تشکیل بافتی می‌شود که به خاطر ظاهر مشخص آن، به بافت ماهی میکا[2] یا شیست گرهک‌دار[3] یا قشر صدفی[4] معروف است (قاسمی، ۱۳۷۸). مثال‌های زیادی وجود دارند

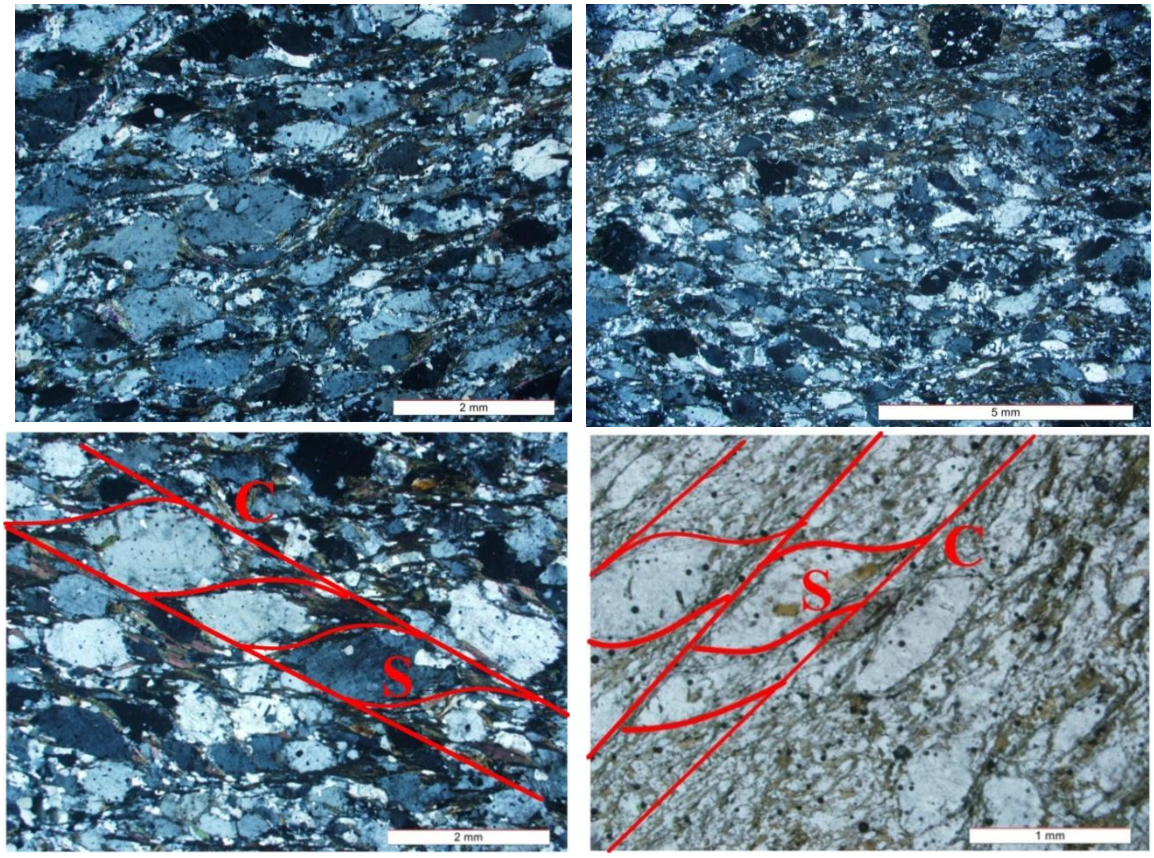
1 - Shear band cleavage
2 - Mica-Fish
3 - Spotted schist
4 - Oyster-shell texture

که در آن‌ها نوارهای برشی نوع C′، بعد از تشکیل سطوح C، توسعه یافته‌اند، و معمولاً با حادثه میلونیت‌زایی مشابهی در ارتباط هستند. فابریک c/s احتمالا نشانگر برش ساده غیرهمگن می‌باشد و در اولین مراحل تشکیل میلونیت به وجود می‌آید (محجل، ۱۳۸۸).



ب الف

شکل ۴-۱۷- الف) حالت ایده‌آل فابریک C/S یا ساختار (ساخت) C/S. ب) فابریک C/S ایده‌آل با نوار برشی نوع C′ توسعه یافته در سمت راست. (Trouw et al., 2010).

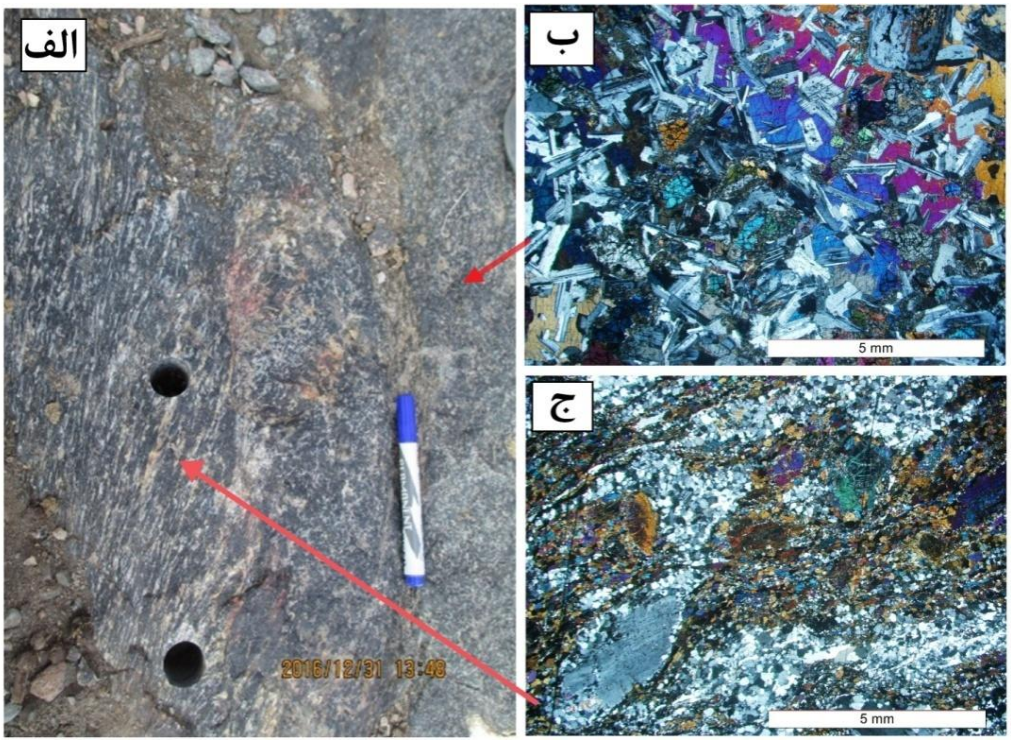


شکل ۴-۱۸- فابریک S-C در سنگ‌های گنیسی. زاویه بین سطوح S و C حدود ۴۵ درجه می‌باشد.

زون‌های برشی فراوانی در واحدهای سنگی مجموعه دگرگونی شترکوه مشاهده می‌شوند. بر روی برخی از این زون‌ها مطالعات پتروگرافی انجام گرفت. شواهد پتروگرافی دگریختی مانند ساب‌گرین

شدن، ماکل مکانیکی، میرمکیت‌زایی، تیغه‌های شعله‌ای در پرتیت و کوارتز در سنگ‌های گنیسی و کانی‌های کشیده شده در گابرودیوریت‌ها وجود دارد. این شواهد همگی وجود دگرشکلی شدید به ویژه میلونیت‌زایی را در زون‌های برشی اثبات می‌کنند.

زون برشی موجود در گابرودیوریت‌ها نشان می‌دهد که نیروهای تکتونیکی اعمال شده در این زون‌ها موجب تشکیل میلونیت‌ها شده است و ساخت گرانولار اولیه و ماگمایی گابروها به نوارهای تیره و روشن حاوی الیوین، پیروکسن و هورنبلند سبز (نوار تیره) و پلاژیوکلاز (نوار روشن) تبدیل شده است (شکل ۴-۱۹).



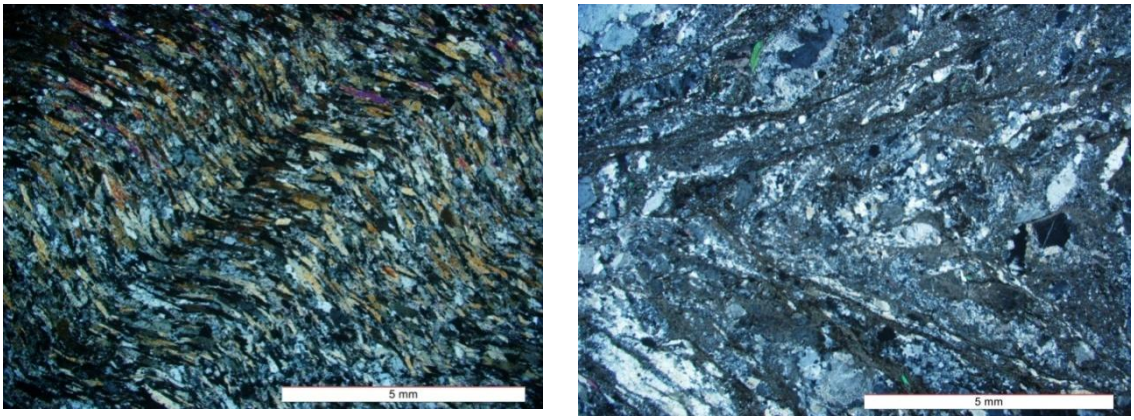
شکل ۴- ۱۹- تصاویری از شدت و ضعف دگریختی در سنگ‌های الیوین‌گابرویی دگرگون شده، الف) تصویر صحرایی از زون برشی در سنگ‌های گابرویی، ب) تصویر میکروسکپی از بافت گرانولار که بیانگر محلی دورتر از زون برشی است، ج) میلونیت‌زایی در الیوین‌گابروها در زون برشی (XPL).

۴-۷- چین‌خوردگی‌های میکروسکپی

چین‌خوردگی‌های میکروسکپی یا ریزچین‌ها، زیباترین جلوه‌هایی از تغییرشکل‌های شکل‌پذیر در مقیاس ریز سنگ‌ها می‌باشند. این ساختارها حین تشکیل سنگ‌ها در اثر تحمیل نیروهای دگرگونی و

تکتونیکی ایجاد می‌گردند. این چین‌خوردگی‌ها نیز می‌توانند تعیین کننده جهت‌یابی تنش‌های ناحیه‌ای باشند. از این رو می‌توان تغییرات واتنش در طول زمان را از روی نحوه چین‌خوردگی‌های متوالی آنها را، شناسایی کرد.

در برخی از واحدهای سنگی مجموعه شترکوه، چین‌های ریز مقیاسی ایجاد شده که می‌توان آنها را کلیواژ ریزچین (Crenulation Cleavage) نامید. سنگهای دگرگونی در اثر تحمیل تنش‌های تکتونیکی منجر به دگریختی شده و چین‌خوردگی‌هایی را در برگوارگی‌های اولیه ایجاد می‌کند. در این حالت ایده‌آل کوارتز در لولاها و سیلیکاتهای ورقه‌ای در پهلوهای ریز چین‌ها متمرکز می‌شوند (Yardley, 1989). چین خوردگی کلیواژ نشانگر اعمال تنش‌های ساختاری بر سنگ‌های مورد مطالعه است.



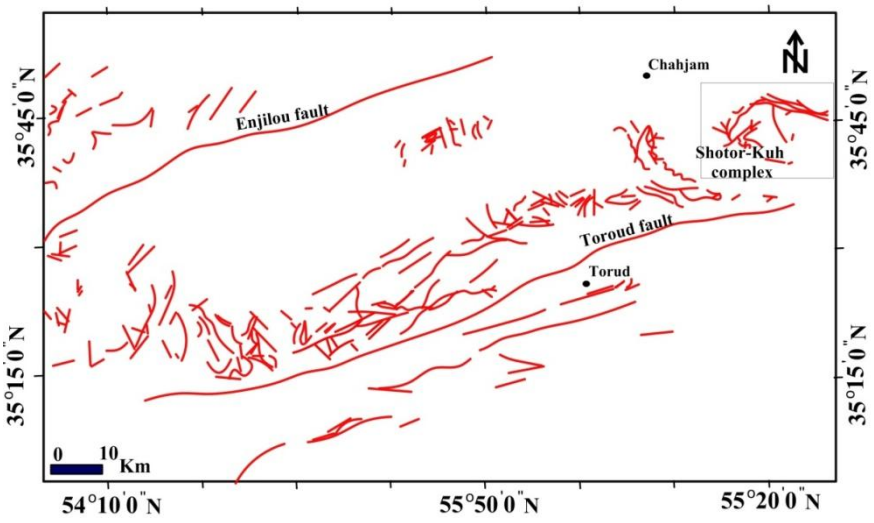
الف ب

۴-۲۰- تصویر میکروسکپی از چین‌خوردگی متقارن در گنیس مجموعه شترکوه. لولا و یال‌های چین به وضوح قابل مشاهده است، ب) تصویر میکروسکپی نشان‌دهنده آمفیبولیت چین‌خورده مجموعه شترکوه (XPL).

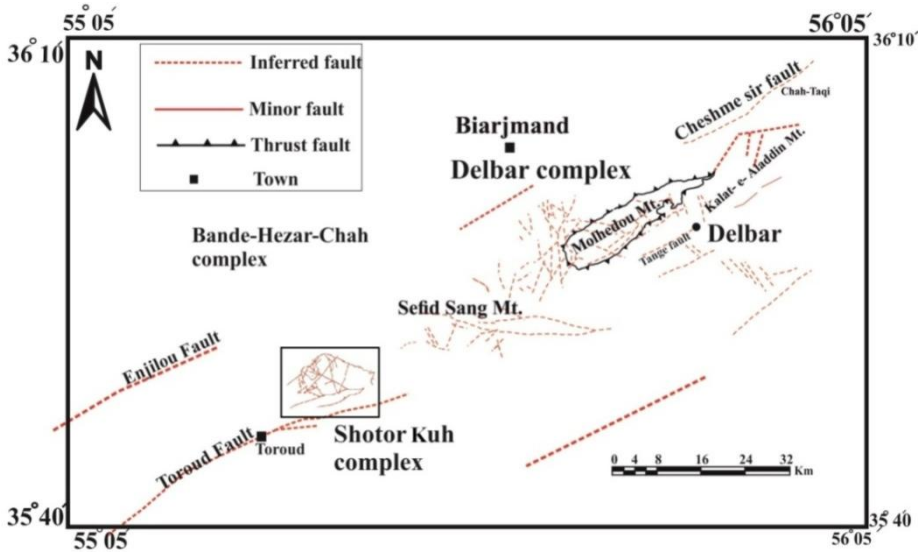
۴-۸- زمین‌شناسی ساختاری و تکتونیک کلی منطقه

نتایج حاصل از مطالعات صحرایی و تصاویر ماهواره‌ای نشان می‌دهد مجموعه دگرگونی شترکوه تحت تأثیر مراحلی از دگرشکلی‌های شکنا و شکل‌پذیر قرار گرفته است. گسل‌های منطقه دارای روند کلی شمال‌شرقی- جنوب‌غربی است. بزرگترین سیستم گسلی منطقه، گسل چاه‌جم جنوبی در شمال و گسل سهل در جنوب مجموعه شترکوه می‌باشند ولی گسل‌های کوچک پراکنده در امتداد

شمال‌شرق- جنوب‌غرب بیشترین تأثیر و دگرشکلی‌ها را در منطقه ایجاد کرده‌اند. با توجه به الگوی ارائه شده اکثر گسل‌های منطقه با شیب قائم به صورت امتدادلغز چپ‌گرد می‌باشد (Malekpour Alamdarie, 2017) (شکل ۴-۲۲). عملکرد شدید این گسل‌ها موجب خردشدگی شدید سنگ‌ها و ایجاد درزه و شکستگی‌های فرعی شده است و شواهد ساختاری نشان می‌دهد که گسل‌ها، فابریک‌های برشی شکل‌پذیر را قطع کرده‌اند که این نشان می‌دهد که ساختارهای شکننده جوان‌تر از ساختارهای شکل‌پذیر هستند.



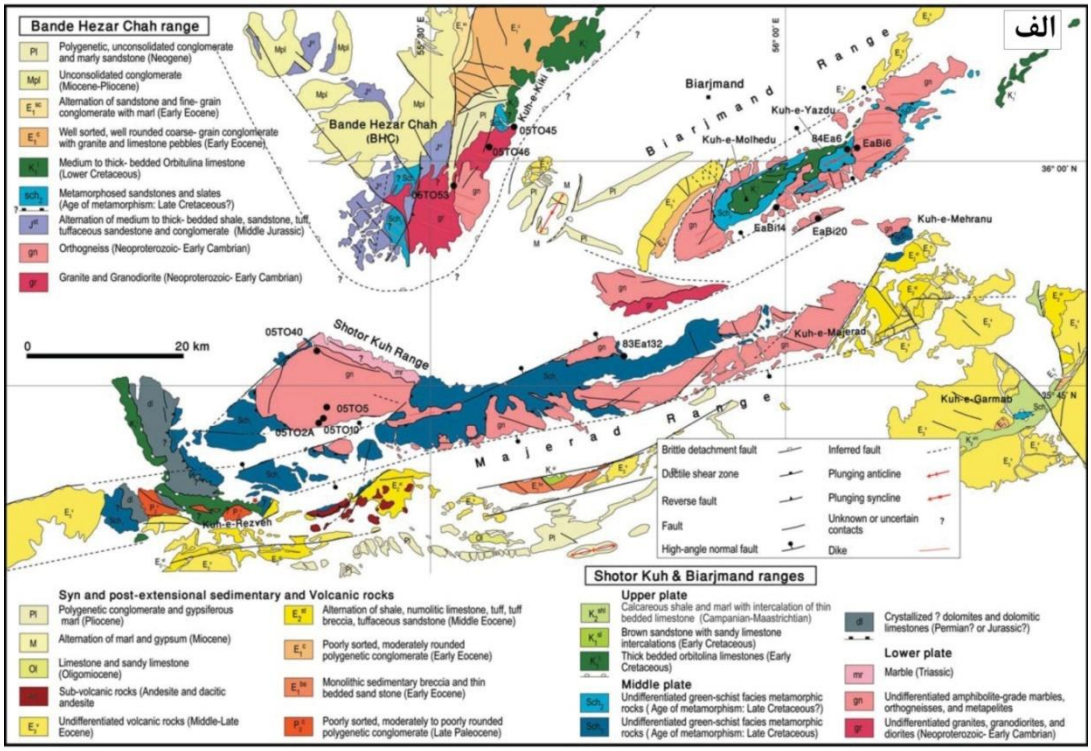
الف



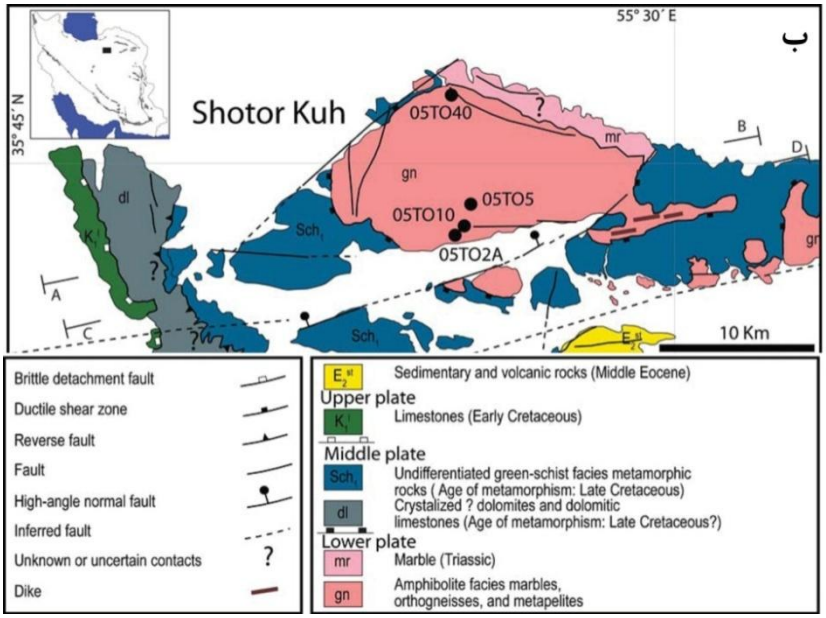
ب

شکل ۴- ۲۱- الف) نقشه گسل‌های ورقه ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود. منطقه مورد مطالعه توسط چهارگوش مشخص شده است. (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷)، ب) نقشه گسل‌های منطقه و موقعیت مهمترین گسل‌های همجوار با منطقه مورد مطالعه که بر اساس تصاویر ماهواره‌ای ترسیم شده است (برگرفته از بلاغی ۱۳۹۳ با اندکی تغییرات).

گرادیان‌های پیشرونده واحدهای متاپلیتی به جریان گرمایی ناحیه‌ای بالای متمرکز بر روی گنبدهای آناتکتیک مرتبط است. بنابراین، گنبدهای آناتکتیک هسته‌های دگرگونی در حمل و انتقال گرما از حوضه‌های نسبتاً عمیق پوسته قاره‌ای ضخیم شده (۵۰ کیلومتر یا بیشتر در میدان پایداری کیانیت و اکلوژیت) به سوی زون‌های سطحی (عمق حدوداً ۱۰ کیلومتری)، نقش داشته‌اند. این فرضیه، با همگرایی گرادیان‌های پیشرونده متاپلیت‌ها و گرادیان‌های برگشتی گنیس‌های میگماتیتی، تأیید می‌شود (قاسمی، ۱۳۹۵).



شکل ۴- ۲۲- ادامه در صفحه بعد



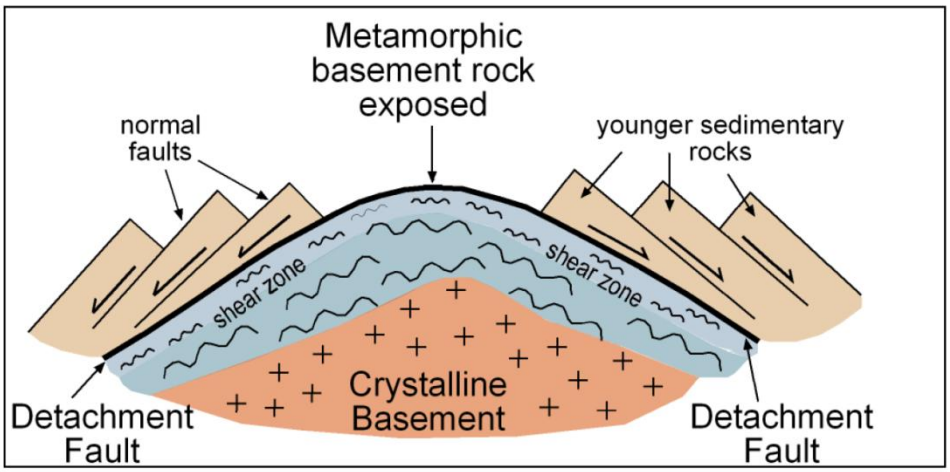
شکل ۴- ۲۲- الف) نقشه زمین‌شناسی مجموعه‌های دگرگونی- آذرین جنوب شرق شاهرود (Malekpour Alamdarie, 2017) و ب) نقشه زمین‌شناسی مجموعه‌های دگرگونی- آذرین شترکوه (Malekpour Alamdarie, 2017).



شکل ۴- ۲۳- نقشه گسل‌های مجموعه شترکوه بر روی تصویر ماهواره‌ای منطقه.

یک هسته دگرگونی ساختار زمین‌شناسی گنبدی یا قوسی شکل است که از سنگ‌های دگرگونی شکل‌پذیر و توده‌های نفوذی مرتبط به آن تشکیل شده است. این هسته‌های دگرگونی در زون‌های استرین بالای شکننده تا شکل‌پذیر هستند و ده‌ها تا کیلومترها جابجایی نرمال در پاسخ به کشش پوسته‌ای دارند (Whitney et al., 2013). مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه پی‌سنگ منطقه به حساب می‌آید که توسط سنگ‌های رسوبی جوانتر پوشیده شده است. تناوب شیل، ماسه‌سنگ و

کنگلومراهای اواخر تریاس- ژوراسیک آغازین و واحدهای آهکی کرتاسه با کنتاکت گسلی یا ناپیوسته به صورت کلاهک بر روی این مجموعه دگرگونی قرار گرفته‌اند. نحوه بیرونزدگی این سنگ‌ها و ناپیوستگی آنها با واحدهای پوشاننده از طریق گسل‌های کم شیب افقی (Detachment)، نشان‌دهنده آن است که این مجموعه، یک مجموعه هسته دگرگونی (Metamorphic core complex) می‌باشد.



شکل ۴- ۲۴- مقطع عرضی از یک مجموعه هسته دگرگونی (Cleveland & Buddington, 2014).

۴-۹- نتیجه‌گیری

مطالعات ریزساختاری نشان می‌دهد سنگ‌های دگرگونی مجموعه شترکوه بسته به میزان تنش تحمیل شده بر آنها، ترکیب سنگ و میزان مقاومت کانی‌های موجود در آنها متحمل انواع دگرشکلی‌های شکننده و شکل‌پذیر شده‌اند. شواهد ریزساختارها بیانگر انواع دگرشکلی‌ها در کانی‌های کوارتز، فلدسپارها (فلدسپارهای آلکالن و پلاژیوکلازها)، بیوتیت و گارنت قابل مشاهده است. فابریک‌های S-C ناشی از ردیف‌شدگی میکاها، ایجاد اشکال سیگمایی در پورفیروبلاست‌ها، میکاماهی و غیره همگی شواهد دگرشکلی در پهنه‌های برشی را نشان می دهند. بخشی از تنش‌های اعمال شده بر منطقه در حین بالازدگی و سرد شدن بعدی این سنگ‌ها صورت گرفته است.

انواع روش‌های تبلور دوباره در کوارتز و آلکالی فلدسپارها از جمله برآمدگی، چرخش دانه و مهاجرت مرز دانه مشاهده می‌شوند. نواری شدن کوارتزها در اثر کشیدگی از شواهد دگریختی شکل‌پذیر دمای

بالا در سنگ‌های گنیسی است. این سنگ‌ها در مجموع آثار دگریختی‌های شکل‌پذیر دمای پایین تا بالا را به خوبی نشان می‌دهند.

مشاهدات صحرایی نشان می‌دهد، منطقه متحمل تنش‌های ساختاری فراوانی شده که در طی رخداد یا رخدادهای زمین‌ساختی صورت گرفته است. مهم‌ترین فابریک نشان‌دهنده تنش‌های ساختاری در سنگ‌های مورد مطالعه برگوارگی‌ها و خطوارگی‌ها هستند بر اساس مطالعات صحرایی صورت گرفته و مشخصات برگواره‌های اندازه‌گیری‌شده در مقیاس ماکروسکپی ، برگ‌وارگی غالب کم‌شیب تا نزدیک به افقی است. اگر چه برگواره‌ها غالباً دارای شیب‌های کم تا افقی می‌باشند ولی در برخی موارد از حالت افقی خارج شده و شیب تقریباً قائم نشان می‌دهند بررسی روند خطوارگی‌ها نشان می‌دهد، این روندها غالباً در راستای شمال‌شرقی- جنوب‌غربی آرایش یافته‌اند.

برگوارگی ناشی از حضور میکاها در میکاشیست‌ها و گاهی ناشی از حضور آمفیبول‌های سوزنی شکل و کشیده در شیست‌ها، به همراه بلورهای سیگما شکل پلاژیوکلاز، فابریک‌های S-C و گاهی C' ایجاد کرده‌اند. فابریک‌های S-C و بلورهای سیگما شکل و همچنین میکا ماهی‌ها، جهت برش را غالباً از نوع راست‌گرد و به سمت شمال‌شرقی نشان می‌دهند که با روند آرایش یافتگی خطواره‌ها مطابقت دارد. با توجه به خصوصیات ریزساختاری و وجود برگوارگی‌ها و خطوارگی‌های بارز در اغلب ترکیبات سنگی مورد مطالعه می‌توان در بسیاری موارد آنها را میلونیت نامید که شواهد دگریختی در پهنه‌های برشی را نشان می‌دهند.

مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه توسط سنگ‌های رسوبی جوانتر پوشیده شده است. واحدهای اواخر تریاس- ژوراسیک آغازین و واحدهای آهکی کرتاسه با کنتاکت گسلی یا ناپیوسته بر روی این مجموعه قرار گرفته‌اند. نحوه بیرونزدگی این سنگ‌ها و ناپیوستگی آنها با واحدهای پوشاننده از طریق گسل‌های کم شیب افقی (Detachment)، بیانگر آن است که این مجموعه، یک مجموعه هسته دگرگونی (Metamorphic core complex) می‌باشد.

فصل پنجم

شیمی کانی‌ها و دما- فشارسنجی

۵-۱- مقدمه

با استفاده از آنالیز مایکروپروب شناسایی فرایندهای پترولوژیکی حاکم بر شکل‌گیری سنگ‌ها امکان‌پذیر و آسانتر شده است. به کارگیری روش تجزیهٔ نقطه‌ای تک کانی‌ها یکی از حیرت انگیزترین تحولات در علم پترولوژی است. همچنین در این روش بررسی تغییرات بسیار جزئی توزیع و غلظت فراوانی عناصر، حتی در لایه‌های متناوب و بسیار ظریف کانی‌ها توسط تجزیه تک کانی میسر شده است. از این‌رو، توانایی تعیین ترکیب کانی‌های آذرین و دگرگونی در تعیین خصوصیات سنگ والد، دما و فشار تشکیل آنها و درک بهتر شرایط ترمودینامیکی حاکم بر رخدادهای آذرین و دگرگونی نتایج مطلوبی را در پی داشته است. در مقایسه با دیگر میکروآنالیزورها، این روش از توانایی آنالیز با دقت و صحّت بالاتری برخوردار است (Reed, 2005).

آنالیز مایکروپروب روشی تمام کیفی تا تمام کمّی است که قادر است بدون تخریب و از بین رفتن نمونه، با استفاده از حجم بسیار کوچکی (در حد میلیمتر) از نمونه با حساسیت حدود ppm ترکیب شیمیایی کانی‌ها یا به طور کلی مواد را مشخص نماید. تعیین ضخامت و ترکیب فلزات از لایه‌های با ضخامت nm تا mm در مواد لایه‌ای امکان پذیر است. همچنین تمام عناصر جدول تناوبی از Be تا U قابل اندازه‌گیری می‌باشند. اتوماسیون کامپیوتری دستگاه و تفسیر آسان و مستقیم داده‌ها سبب گردیده است که EPMA[1] در رقابت با دستگاه‌های آنالیزگر مشابه از قابلیت بیشتری برخوردار باشد. EPMA در مقایسه با سیستم‌های دیگر، نتایج بسیار معتبرتر و مطلوبی را ارائه می‌دهد و به دلیل خصوصیات WDS[2]، حساسیت عمومی و آنالیز عناصر سبک برتری دارد. همچنین سیستم تحریک الکترونی و پایداری نمونه، امکان پایداری شرایط و تکرار آزمایش‌ها را فراهم کرده است (Reed, 2005).

آنالیز مایکروپروب جهت شناسایی کانی‌ها، بسیار با ارزش بوده و با مجهز بودن به میکروسکوپ نوری و میکروسکوپ الکترونی برای کانی‌شناسان و زمین‌شناسان امکان شناسایی کانی‌ها و فازهای کانیایی

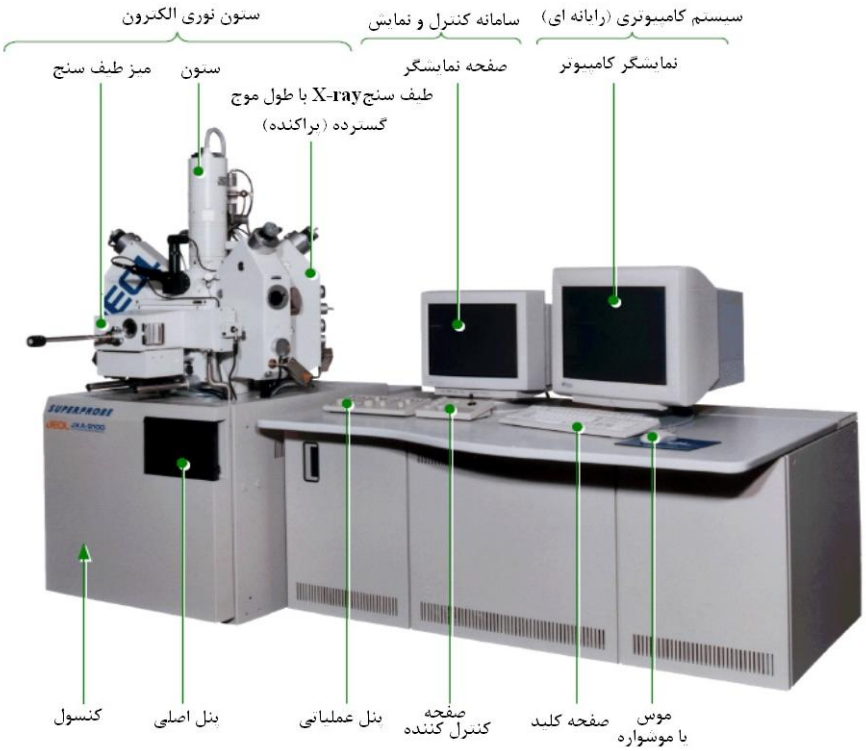
1 - Electron Probe Micro-Analysing (EPMA)
2 - Wavelength Dispersive X-ray Spectrometers (WDS)

مختلف را فراهم می‌کند. این دستگاه مخصوصاً برای کانی‌های کدر و دانه‌های کوچک و یا کمیاب کاربرد دارد (Reed, 2005).

۵-۲- روش آنالیز

اساس کار EPMA بمباران الکترونی حجم بسیار کوچکی از سطح نمونه توسط یک تفنگ الکترونی با انرژی بین ۵ تا ۳۰ کیلو الکترون ولت و اندازه‌گیری میزان فتون‌های X-Ray ساطع شده از نمونه می‌باشد. از آنجائی‌که طول موج X-Ray ساطع شده، مشخص کننده عنصر معینی است، ترکیب نمونه به سادگی توسط ثبت طیف‌سنج‌های مبتنی بر طیف‌سنجی تفکیک طول موج اشعه ایکس (WDS[1]) شناسایی می‌گردد. جهت آماده سازی نمونه، سطح نمونه مورد مطالعه در روش آنالیز مایکروپروب باید صیقلی باشد تا بتوان آنالیز کمّی انجام داد. دو مشکل اساسی در آماده‌سازی نمونه‌ها مورد بررسی عبارتند از: ۱- تضعیف X-Ray تولید شده در هنگامی که اشعه الکترونی بر یک خراش با عمق ۱-۰/۵ میکرون متمرکز شود و ۲- اثر شیبدار بودن نمونه. از آنجائی‌که در روش آنالیز مایکروپروب نمونه‌ها را در عمق مورد آنالیز کمّی قرار می‌دهد، نمونه‌ها بایستی به خوبی صیقل داده شوند تا ناهمواری‌های سطح نمونه نتایج آنالیز را تحت‌تأثیر قرار ندهد. محفظه نمونه بطور معمول برای نمونه‌های با قطر ۲۵mm برای مقاطع صیقلی و لام‌های استاندارد برای تیغه‌های نازک صیقلی تهیه می‌شوند. نمونه های استاندارد به تنهایی بر یک قاب کوچک سوار می شوند و یا همراه با سایر نمونه‌ها بر یک قاب با اندازه معیّن قرار می‌گیرند. بسیاری از نمونه‌های زمین‌شناسی از نظر الکتریکی هادی نمی‌باشند، بنابراین پوششی هادی بایستی بر روی سطح آنها قرار گیرد تا مسیری برای تخلیه الکترون‌ها و اتصال آنها به زمین ایجاد گردد. ماده پوشش دهنده سطح مقاطع نازک-صیقلی بطور معمول کربن تبخیر شده در خلاء می‌باشد که به ضخامت تقریبی ۲۰ nm بر روی نمونه قرار داده می‌شود و به دلیل عدد اتمی کم آن تأثیر بسیار کمی بر شدت X-Ray تولیدی دارد و بر خلاف طلا که یکی دیگر از مواد پوشش دهنده نمونه‌ها می باشد، پیک‌های ناخواسته‌ای ایجاد نمی‌کند.

1-Wavelenght Dispersive X-ray Spectroscopy



الف



ب

شکل ۵-۱- الف) دستگاه ریزپردازنده از نوع JXA-8100، ب) تصویر دستگاه ریزپردازنده از نوع JXA-8100 واقع در آزمایشگاه SKLLECAB[1] که جهت آنالیز مایکروپروپ استفاده می‌گردد.

پس از مطالعات دقیق سنگ‌نگاری و بر اساس تنوع کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی، تعداد ۳۰ عدد مقطع نازک- صیقلی جهت آنالیز شیمیایی نقطه‌ای کانی‌ها به روش Electron Probe Micronalysis یا به اختصار EPMA تهیه شد. آنالیز نمونه‌ها در آزمایشگاه SKLLECAB کشور چین انجام گرفت.

1- State key laboratory of lithospheric evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Science, Beijing

دستگاه ریزپردازنده کانی‌ها از نوع JXA-8100 و شرایط آزمایش شامل ولتاژ ۱۵Kv، جریان ریزکاو (A) ۸-۱۰×۱، دمای ۲۵°C و رطوبت ۳۰% بوده و از نمونه استاندارد GB/T 1561-2002 ساخت کشور چین استفاده شده است.

جدول ۵-۱- مشخصات و مختصات جغرافیایی نمونه‌های مورد مطالعه جهت آنالیز شیمی و مجموعه کانی‌های موجود در آنها.

No	Sample No.	X	Y	Lithology	Mineral compositions
1	SM-29-3	351125	3959686	Garnet Micaschist	Grt + Bi + Pl + Qz ± Ms + Zrn ± Ttn
2	SM-27-1	350967	3960340	″	Grt + Bi + Pl + Qz ± Ms + Zrn ± Ttn
3	SM-293-2	353001	3952453	″	Grt + Bi + Pl + Qz ± Ms + Zrn ± Ttn
4	SM-27-5	350967	3960340	Gneiss	Grt + Bi + Pl + Qz ± Ms + Zrn ± Ttn
5	SM-82	345896	3954763	″	Pl + Qz + Bi + Afs + Aln + Zrn + Ttn ± Ms
6	SM-175-2	347811	3958006	″	Pl + Qz + Bi + Afs + Zrn + Ttn ± Ms
7	SM-126-2	346400	3953719	″	Pl + Qz + Bi + Afs + Aln + Zrn ± Ms
8	SM-263	348417	3951388	″	Pl + Qz + Bi + Afs ± Ms + Aln
9	SM-78-1	345424	3954380	″	Pl + Qz + Bi + Afs + Aln + Zrn ± Ms
10	SM-286	353482	3951733	″	Tur + Mus + Bio + Zrn
11	SM-292-1	353001	3952386	″	Tur + Mus + Bio + Zrn
12	SM-33-1	350288	3952026	Garnet Gneiss	Grt + Bi + Pl + Qz ± Ms ± Amp + Zrn ± Ttn ± Aln
13	SM-267	348371	3951600	″	Pl + Qz + Bi + Afs + Grt ± Ms + Aln
14	SM-53-2	349800	3952992	″	Pl + Qz + Bi + Afs + Grt ± Ms + Aln
15	SM-195	347928	3957217	″	Pl + Qz + Bi + Afs + Grt + Aln + Zrn ± Ms
16	SM-1-3	350433	3951644	″	Grt + Bi + Pl + Qz ± Ms + Zrn ± Ttn
17	SM-123-1	346253	3954412	Aplite	Grn + Afs + Mus + Tur +Plg + Zrn
18	SM-1-5	350433	3951644	Amphibolite	Pl + Amp + Ttn
19	SM-56	349847	3953291	″	Pl + Amp + Ttn
20	SM-74	345063	3954670	Garnet Amphibolite	Grt + Pl + Amp + Ttn
21	SM-7-5-3	351018	3952306	Olivine Gabbro	Ol + Plg + Cpx + Ilm
22	SM-311-2	352375	3955014	″	Ol + Plg + Cpx + Ilm
23	SM-4-4	351029	3951993	″	Ol + Plg + Cpx + Ilm + Phl
24	SM-86	345303	3954807	Gabbro	Plg+ Cpx+ Ti-Mag+ Bio + Zrn
25	SM-462-1	349357	3952322	Diorite	Pl + Amp + Bio+ Ilm
26	SM-311-1	352375	3955014	″	Pl + Amp + Ttn
علائم اختصاری کانی‌ها از Whitney & Evans (2010) اقتباس شده است.					

همچنین کانی‌های چند مقطع نازک- صیقلی در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه صنعتی لولئا[1] (سوئد) به وسیله دستگاه‌های ریزپردازنده موجود در آن دانشگاه، مورد تجزیه قرار گرفت. تجزیه میکروپروب الکترونی در آزمایشگاه دانشگاه صنعتی لولئا (LTU) با دستگاه SEM و با روش SEM- EDS/WDS ساخت شرکت مرلین (MERLIN) انجام شد و مشخص شد که دقت و صحّت آنالیزهای نقطه‌ای انجام شده در کشور چین نیز مطلوب و مورد قبول است. در مجموع در راستای انجام این رساله، تعداد ۷۹۸ نقطه تحت آنالیز نقطه‌ای قرار گرفت. مشخصات و موقعیت نمونه‌های سنگی مورد مطالعه جهت آنالیز شیمی در جدول ۵-۱ ارائه شده است.

1- Lulea University of Technology (LUT)

۵-۳- شیمی کانی سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پایانی

۵-۳-۱- متاپلیت‌ها

به منظور تعیین نوع کانی‌های سازنده متاپلیت‌ها بر اساس شیمی آنها، چندین نمونه میکاشیست، گارنت میکاشیست، گنیس و گارنت گنیس که دارای کمترین میزان دگرسانی و بیشترین تنوع کانی‌شناسی بود، انتخاب شد و از آنها مقاطع نازک صیقلی تهیه گردید. تعدادی از کانی‌های سازنده این سنگ‌ها، به ویژه کانی‌هایی که در مطالعات دما- فشارسنجی کاربرد دارند، به روش آنالیز نقطه‌ای توسط ریزپردازنده‌های الکترونی، مورد آنالیز قرار گرفتند (شکل ۵-۲). از نتایج آنالیز آنها که در جدول ۵-۲ ارائه شده، در دما- فشارسنجی سنگ‌های مورد نظر استفاده شده است.

الف- بیوتیت

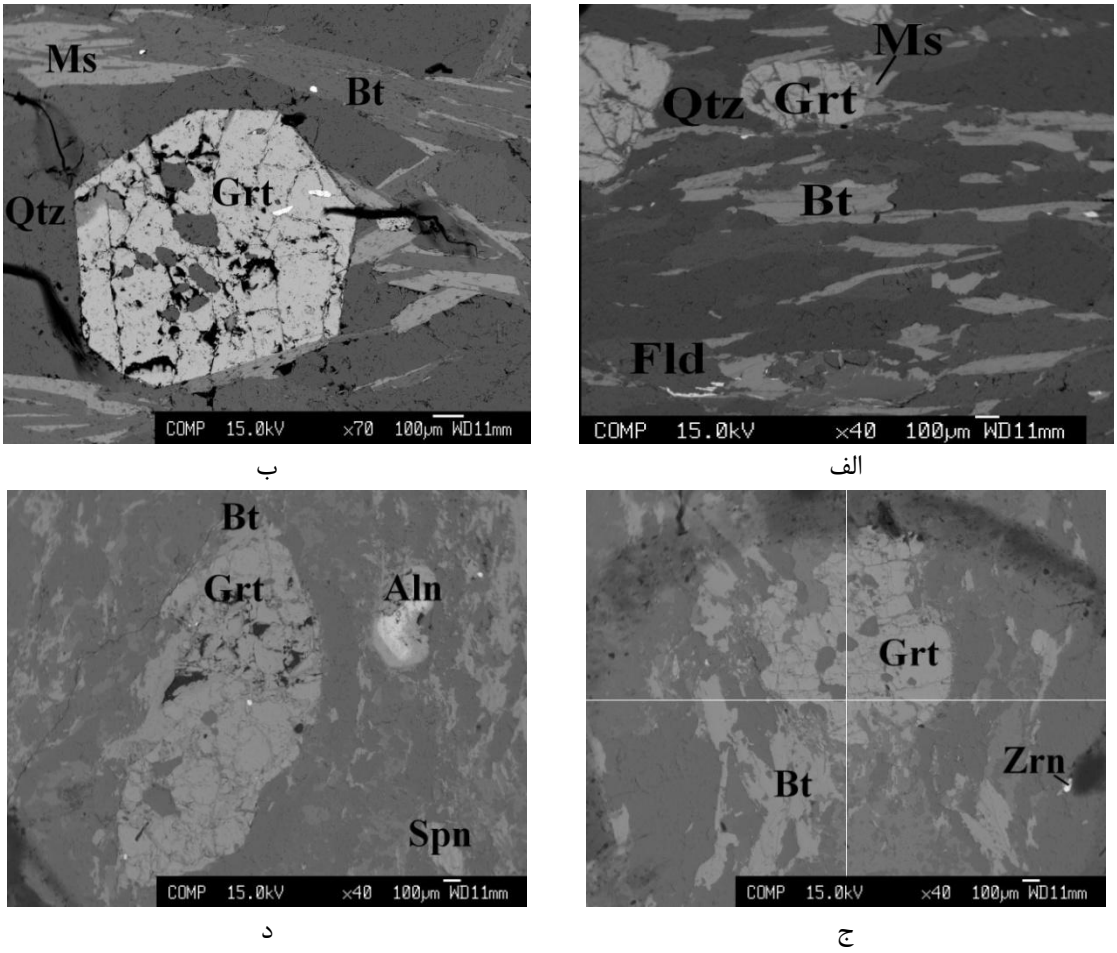
بر اساس نتایج حاصل از آنالیز شیمی EPMA، بیوتیت‌های موجود در میکاشیست‌ها و گنیس‌ها (جدول ۵-۲) در نمودار رده‌بندی میکاها (Deer et al., 1992) در محدوده ترکیبی بین آنیت و سیدروفیلیت قرار می‌گیرند (شکل ۵-۳). نمودار تغییرات Al^{IV} در مقابل Fe/(Fe+Mg) (Deer et al., 1986) نیز نشان می‌دهد که بیوتیت‌ها از نوع بیوتیت‌های غنی از آهن هستند.

بیوتیت‌های موجود در گنیس‌ها در مقایسه با بیوتیت‌های موجود در میکاشیست‌ها دارای X_{Mg} پایین‌تر و مقدار Fe/(Fe + Mg) بالاتری هستند (شکل۵-۳). همچنین با افزایش اندازه گارنت در میکاشیست‌ها، مقدار آهن در بیوتیت‌ها کاهش می‌یابد و یا به عبارت بهتر با درشت‌تر شدن اندازه گارنت در میکاشیست‌ها مقدار X_{Fe} در آنها کاهش می‌یابد. در حالت تعادل، میزان منیزیم موجود در مجموعه کانی‌های زون گارنت به صورت $\mathbf{X_{Mg}^{Gt} < X_{Mg}^{Bio} < X_{Mg}^{Chl}}$ می‌باشد (قاسمی، ۱۳۹۵). از این رو میزان X_{Mg} در بیوتیت‌های همزیست با گارنت در واکنش زیر بیشتر است.

آب + کوارتز + بیوتیت + گارنت ⟶ مسکوویت + کلریت (۵-۱)

گنیس‌های تورمالین‌دار نسبت به گنیس‌ها و گارنت گنیس‌های فاقد تورمالین، از مقدار آهن کمتری برخوردار هستند، این امر می‌تواند به علت مصرف آهن در ساختار تورمالین باشد.

با افزایش درجه دگرگونی و ورود به شرایط رخساره‌های آمفیبولیت بالایی و انجام واکنش‌های آبزدایی، بیوتیت تخریب شده و به تدریج از بین می‌رود و جای خود را به ارتوز یا میکروکلین می‌دهد. این کانی‌ها، در زون‌های درجه بالا در طی واکنش‌های دگرگونی و شکست بیوتیت ظاهر می‌شوند (Frost & Frost, 2014). مقدار آهن، منیزیم و تیتانیم خارج شده در طی فرایند تخریب بیوتیت در ساخت گارنت‌هایی با مقادیر آهن و منیزیم بیشتر مصرف شده است.

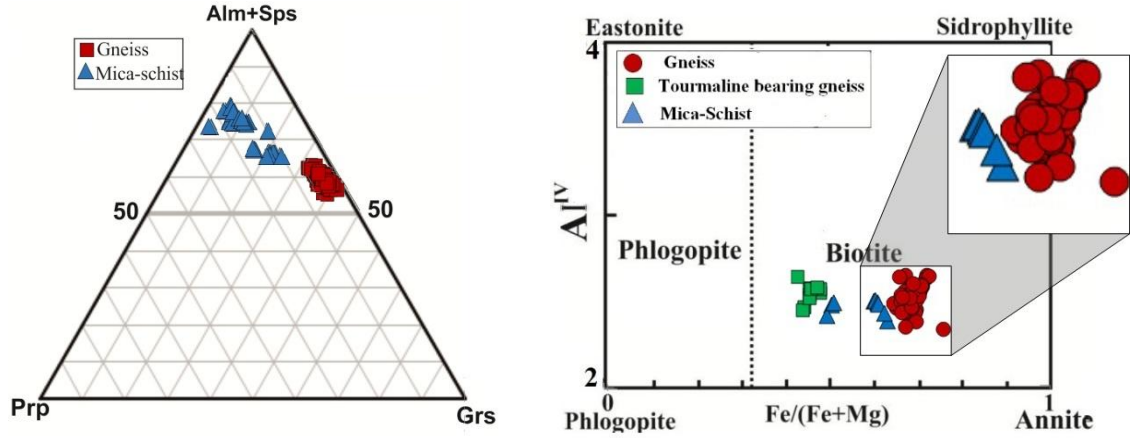


شکل ۵-۲- تصاویر Backscattered کانی‌های آنالیز شده در نمونه‌های الف و ب) گارنت میکاشیست و ج و د) گارنت گنیس.

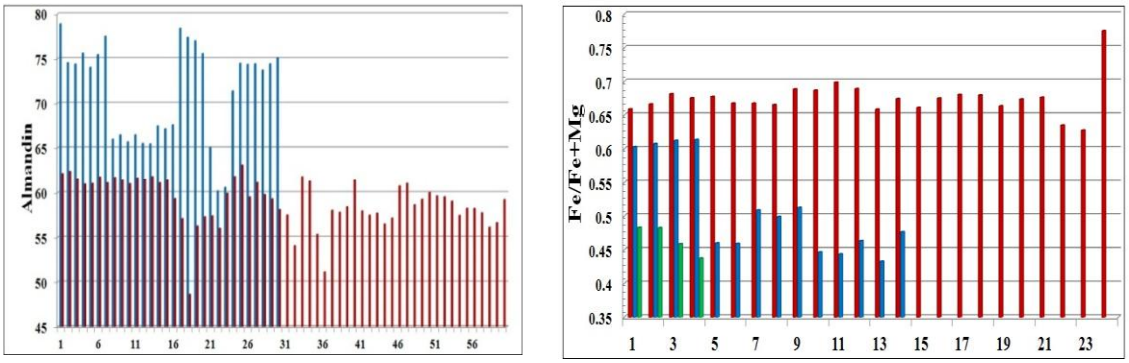
ب- گارنت

نتایج آنالیز شیمیایی گارنت‌های موجود در میکاشیست‌ها و گنیس‌ها نشان می‌دهد که گارنت‌ها دارای ترکیب غنی از آلماندین هستند (شکل ۵-۳). محاسبه درصد مولی اعضاء نهایی گارنت‌ها بر حسب نسبت Fe^{+2}/Fe^{+3} به روش Droop (1987) نشانگر این است که ترکیب شیمیایی گارنت‌ها به طور

میانگین در نمونه‌های میکاشیستی به‌صورت Alm 73.54-71.42%, Sps 5.07-5.4 %, Prp 12.59-11.85%, Grs 8.87-10.65% و درگارنت‌های متعلق به گارنت گنیس‌ها، به صورت Alm 58.48-52.06%, Sps 4.07-7 %, Prp 7.82-3.73%, Grs 30.24-37.14% می‌باشد.



ب الف



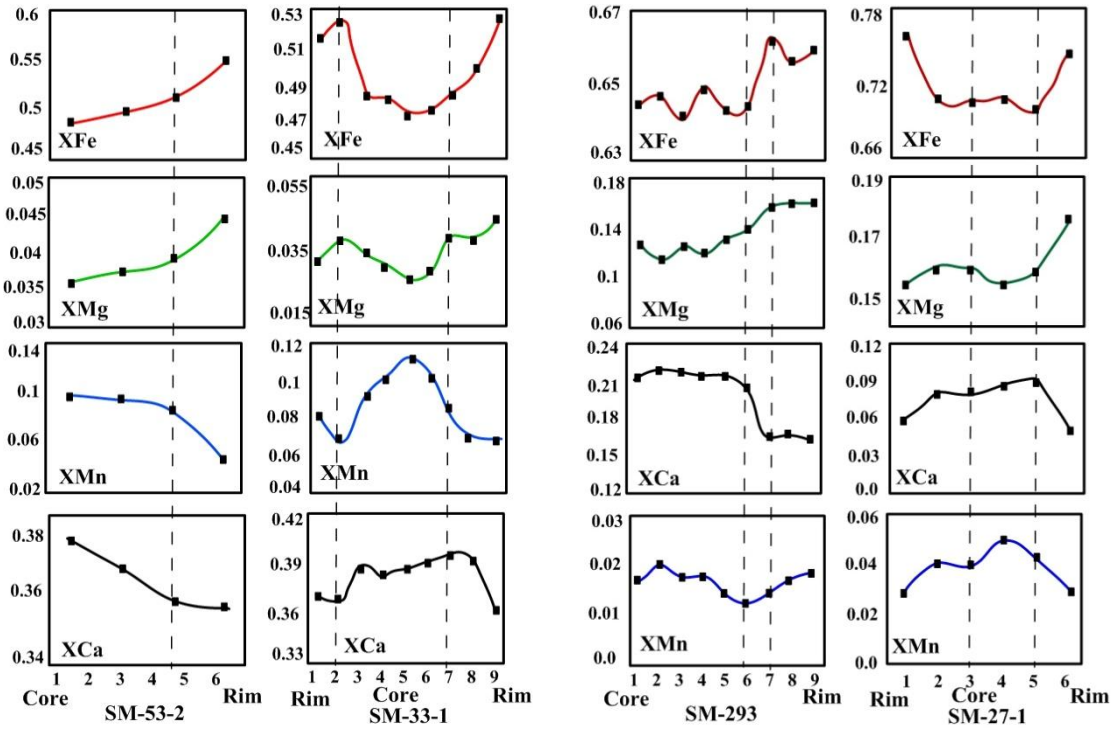
د ج

شکل ۵-۳- نمودارهای تعیین ترکیب بیوتیت‌ها و گارنت‌ها. الف) نمودار Al^{IV} در مقابل (Deer et al., 1986) Fe/(Fe+Mg) و موقعیت ترکیب بیوتیت‌های آنالیز شده بر روی آن. ب) شکل نمودار سه‌تایی مجموع اعضاء نهایی Prp -(Alm- Sps)-Grs و موقعیت ترکیبی گارنت‌های آنالیز شده بر روی آن. همان‌گونه که این شکل نشان می‌دهد، گارنت‌ها غنی از آلماندین هستند، ج) نمودار فراوانی متعلق به مقادیر Fe/Fe+Mg بیوتیت‌های موجود در متاپلیت‌ها و د) نمودار فراوانی متعلق به مقادیر آلماندین گارنت‌های موجود در متاپلیت‌های شترکوه.

کانی‌های بیوتیت و گارنت به عنوان دو کانی همیافت شناخته می‌شوند. از این رو، با افزایش میزان Mg در بلورهای گارنت، میزان Fe در بیوتیت همیافت آنها نیز افزایش می‌یابد. ضریب توزیع Fe و Mg به‌شدت به دما وابسته است. بنابراین، توزیع آهن و منیزیم بین گارنت و بیوتیت یک دماسنج

کانیایی مفید است (قاسمی، ۱۳۹۴). به همین دلیل از نتایج حاصل از آنالیز مایکروپروب آنها در مطالعات دما – فشارسنجی که در ادامه به آنها اشاره خواهد شد، استفاده شده است.

مهمترین دلایل ایجاد منطقه‌بندی در کانی گارنت تغییرات سرعت انتشار عناصر کلسیم، آهن، منگنز و منیزیم در اثر عوامل جنبشی است (Gibson, 1992; Florence & Spear, 1995)، عدم تعادل شیمیایی در برخی موارد در اثر نرخ بالای کاهش دمای مجموعه دگرگونی ایجاد می‌شود (Wilbur & Ague, 2006). همچنین ترکیب سیالات نیز از مهمترین عوامل کنترل کننده منطقه‌بندی در گارنت هستند (Hwang, 2005). به طور کلی نوع منطقه‌بندی، اثرات فرایندهای رشد بلوری و تأثیر سیالات دگرگونی عواملی هستند که در توزیع عناصر از هسته به حاشیه در بلورهای گارنت نقش دارند (Masoudi et al, 2006). معمولاً توزیع عناصر در محلول جامدهای اعضاء نهایی گارنت، تغییرات دما و فشار در خلال دگرگونی پیشرونده را ثبت می‌کنند (Spear et al, 1984; Spear & Peacocok, 1989). به علاوه مطالعه منطقه‌بندی بلورهای گارنت در تعیین آهنگ سرد شدن در حین دگرگونی‌های برگشتی نیز کاربرد دارد (Chen et al, 1988). توزیع عناصر Ca, Mg, Mn و Fe در پورفیروبلاست‌های گارنت به درجه دگرگونی، آهنگ سرد شدن و گرم شدن، ماهیت سیالات دگرگونی و ترکیب سنگ والد بستگی دارد. به طور کلی رشد منطقه‌بندی در گارنت با هسته‌های غنی از Mn و مقادیر بالای Fe و Mg در حاشیه‌ها مشخص می‌شود (Azomov & Shlukenberg, 1995; Hollister, 1969; Inui and Toriumi, 2004; Tracy, 1986; Yardley, 1977). معمولاً منطقه‌بندی رشد گارنت توسط فرایندهای انتشار در حین سرد شدن و دگرگونی‌های برگشتی به هم می‌ریزد (Masoudi et al, 2006). در طی دگرگونی‌های پیشرونده با دماهای بالاتر از ۶۰۰ درجه سانتیگراد بسته به مدت زمان برقراری شرایط دمای بالا و اندازه دانه‌ها، کانی‌ها شروع به همگن شدن می‌نمایند و تغییرات چندانی را نشان نمی‌دهند (Spear, 1991).



ب الف

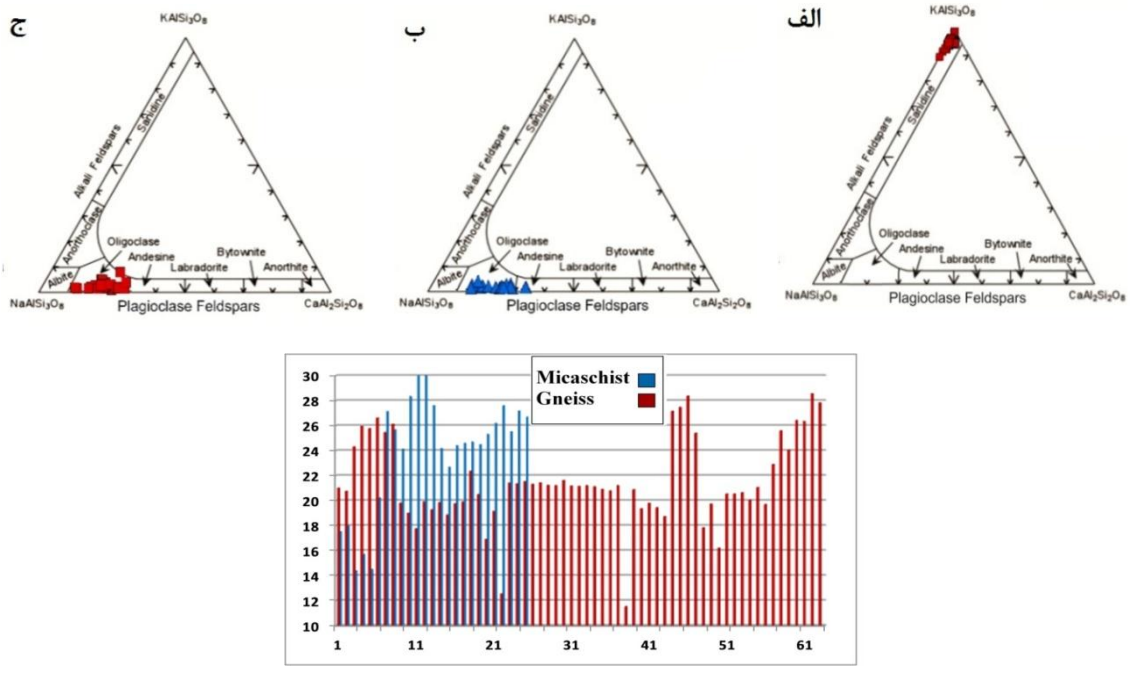
شکل ۵–۴- نمودارهای ترکیبی تغییرات پورفیروبلاست‌های گارنت موجود در الف) میکاشیست‌ها و ب) گنیس‌ها.

بررسی تغییرات مقادیر X_{Fe}, X_{Mg}, X_{Ca} و X_{Mn} در نمونه‌های گارنت گنیسی مجموعه دگرگونی شترکوه نشانگر وجود منطقه‌بندی ترکیبی است به گونه‌ای که می‌توان تغییرات مشاهده شده در میزان عناصر را به چند منطقه با روند تغییرات مشخص تقسیم نمود (شکل۵-۴). منطقه ترکیبی اول که با منطقه مرکزی بلور مشخص می‌گردد، در طی رشد خود با افزایش X_{Ca} ،X_{Mn} و کاهش X_{Fe}, X_{Mg} همراه است. منطقه حاشیه‌ای با کاهش X_{Mn}, X_{Ca} و افزایش X_{Fe}, X_{Mg} همراه است. عامل یا مجموعه‌ای از عوامل مختلف ممکن است در ایجاد بی‌نظمی‌های مشاهده شده دخالت داشته باشند. از جمله این عوامل می‌توان به تغییر در شرایط حاکم بر رشد بلورها از جمله تغییر فشار، به هم ریختن منطقه‌بندی معمولی با کاهش ناگهانی دما به دلیل سرد شدن سریع و بالازدگی سنگ‌ها، دگرگونی برگشتی و فرایندهای انتشار اشاره نمود. افزایش X_{Mg} وX_{Fe} از هسته به سمت حاشیه امری طبیعی است و با افزایش فشار حاکم بر محیط تشکیل آنها سازگار است. در مقابل از سمت هسته به حاشیه مقدار X_{Mn} کاهش می‌یابد و مقدار X_{Ca} از سمت هسته به حاشیه تقریباً روند یکنواختی را نشان می‌دهد. در دو سوی برخی از گارنت‌های آنالیز شده به روش ماکروپروب تغییرات موضعی در حاشیه

بسیار باریک مشاهده می‌شود که با افزایش X_{Mn} و کاهش X_{Mg} وX_{Fe} همراه است. این تغییرات متأثر از دگرسانی تحمیل شده بر این گارنت‌ها در بخش‌های حاشیه‌ای می‌باشد. تبدیل گارنت به کلریت در بخش‌های حاشیه‌ای مؤید این امر است.

ج- فلدسپارها

حضور پورفیروبلاست‌ها و پورفیروکلاست‌های درشت آلکالی فلدسپار از جمله ارتوز و ارتوزهایی که در اثر تحمل تنش‌های تکتونیکی به میکروکلین تحول پیدا کرده‌اند و همچنین پلاژیوکلازها و دگرشکلی آنها، ساخت و بافت چشمی زیبایی را در سنگ‌های گنیسی ایجاد کرده‌اند. در نمودار سه تایی طبقه‌بندی فلدسپارها (Deer et al., 1992)، آلکالی فلدسپارها همگی در نزدیکی قطب ارتوز قرار می‌گیرند (شکل ۵-۵- الف). پلاژیوکلازهای موجود در میکاشیست‌ها و گنیس‌های منطقه شترکوه، به‌ترتیب و به‌طور میانگین دارای ترکیب ($Ab_{78}An_{19}$) و ($Ab_{76}An_{22}$) هستند و در محدوده الیگوکلاز قرار می‌گیرند (شکل۵-۵- ب و ج).

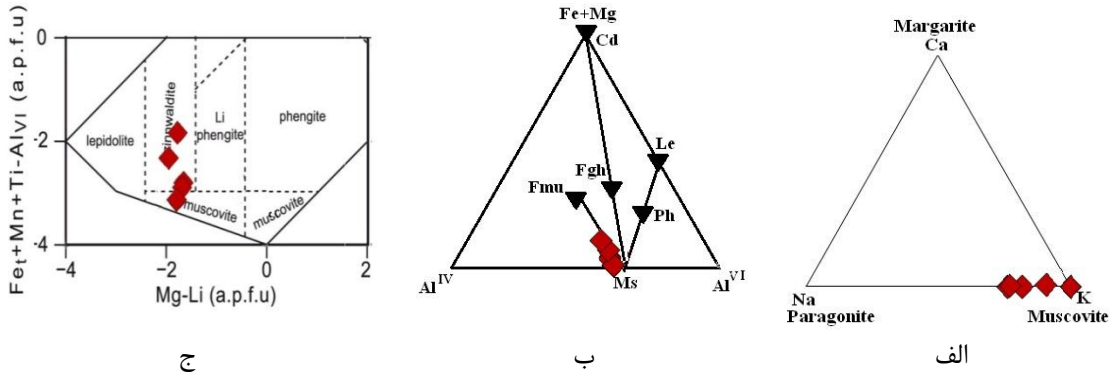


شکل۵-۵- موقعیت ترکیبی فلدسپارهای متعلق به نمونه‌های گنیسی مجموعه شترکوه بر روی نمودار سه‌تایی طبقه‌بندی فلدسپارها (Deer et al., 1992)، الف) موقعیت ترکیبی ارتوکلازها یا میکروکلین‌ها، ب) پلاژیوکلازهای متعلق به نمونه‌های میکاشیستی و ج) پلاژیوکلازهای متعلق به نمونه‌های گنیسی، د) نمودار فراوانی مقادیر آنورتیت پلاژیوکلازهای متعلق به میکاشیست‌ها و گنیس‌ها.

این نتایج نشان می‌دهند که ترکیب پلاژیوکلازها در هر دو واحد سنگی تفاوت بارزی نشان نمی‌دهد. اما با توجه به نمودار فراوانی مقادیر آنورتیت پلاژیوکلازهای موجود در میکاشیست‌ها و گنیس‌ها درمی‌یابیم که از نتایج به دست آمده از آنالیز پلاژیوکلازها، گارنت‌ها و بیوتیت‌ها برای دما – فشار سنجی متاپلیت‌ها نیز استفاده شده است. مقادیر آنورتیت در میکاشیست‌ها اندکی بیشتر از گنیس‌ها می‌باشد. به طور متعارف باید با افزایش دما مقدار کلسیم شرکت کننده در ساخت پلاژیوکلازهای سنگ‌های دگرگونی افزایش یابد و پلاژیوکلازهای موجود در گنیس‌ها نسبت به پلاژیوکلازهای موجود در میکاشیست‌ها حاوی آنورتیت بیشتری باشد. لیکن این موضوع در مورد تعدادی از پلاژیوکلازهای آنالیز شده متعلق به گنیس‌های منطقه شترکوه صدق نمی‌کند. بدین منظور نقش سایر کانی‌های مصرف کننده کلسیم مورد بررسی قرار گرفت. از سوی دیگر توجه به این نکته حائز اهمیت است که کانی‌های کلسیم‌دار (مصرف کننده کلسیم) در نمونه‌های مورد مطالعه (آلانیت، اسفن و به طور ثانویه اپیدوت) از فراوانی کمی برخوردار است. بنابراین به بررسی نقش گارنت در مصرف کلسیم پرداختیم. به طور معمول گارنت‌های موجود در سنگ‌های میکاشیستی و گنیسی شترکوه نشان می‌دهد که آنها دارای حدود ۱۰ تا ۱۲ درصد کلسیم می‌باشند و می‌توانند به عنوان یکی از کانی‌های کنترل کننده مشارکت کلسیم در ساخت سایر کانی‌ها مؤثر باشد. در همین راستا بررسی‌های دقیق تری صورت گرفت و مشخص شد که در سنگ‌های میکاشیستی دارای گارنت، پلاژیوکلازها از مقدار آنورتیت کمتری برخوردار هستند و در مقابل میکاشیست‌های فاقد گارنت دارای مقدار آنورتیت بیشتری می‌باشد. همین موضوع در مورد گنیس‌ها نیز صدق می‌کند. پس روند غیر متعارفی که در میزان آنورتیت پلاژیوکلازهای میکاشیست‌ها و گنیس‌های منطقه شترکوه مشاهده می‌شود می‌توانند تا حد زیادی ناشی از وجود یا عدم وجود گارنت باشد. با این وجود لازم است در مطالعات تفصیلی بعدی صحت و سقم این موضوع بیشتر مورد بررسی قرار گیرد.

د- مسکوویت

مسکوویت در برخی از متاپلیت‌ها یافت می‌شود. مقادیر SiO_2، Al_2O_3 و K_2O در آنها به ترتیب ۴۷/۳۲، ۳۴/۳۶ و ۱۰/۱۶ می‌باشد. در نمودار Na, Ca, K، و نمودار $Fe+Mg, Al^{IV}, Al^{Vi}$ (Feenstra, 1996) ترکیب این کانی در محدوده مسکوویت قرار می‌گیرد. همچنین ترکیب شیمیایی این کانی در نمودار Mg-Li در برابر $feal=Fe_{tot} + Mn + Ti - A1^{VI}$ (Tischendorf et al., 1997) در نزدیکی محدوده مسکوویت لیتیم‌دار واقع می‌شود (شکل ۵- ۶).



الف ب ج

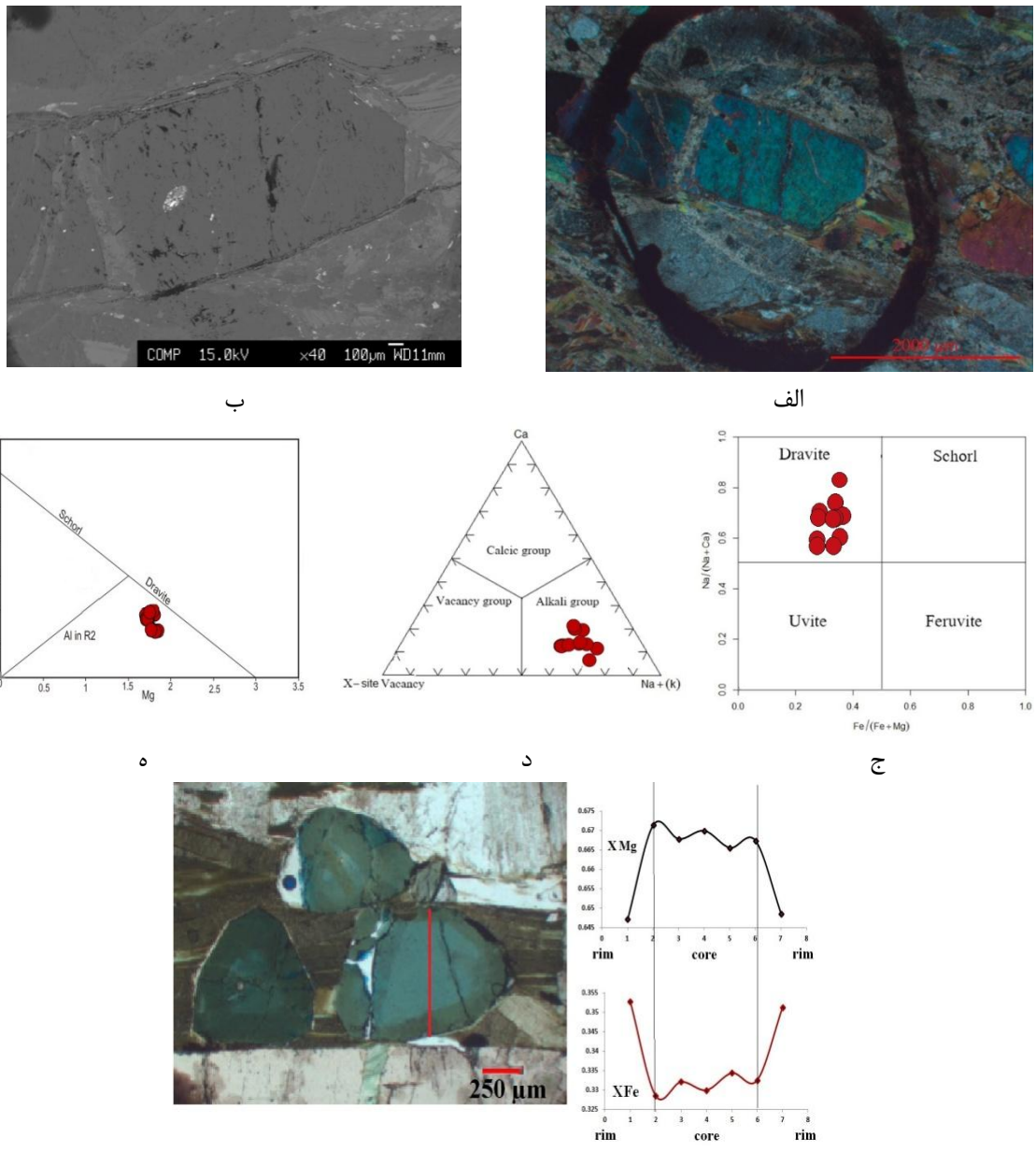
شکل ۵-۶- الف) موقعیت مسکوویت بر روی نمودار Na, Ca, K، ب) Fe+Mg, AlIV, AlVi (Feenstra, 1996)، ج) مسکوویت بر روی نمودار $Fe_{tot} + Mn + Ti - A1^{VI}$ در برابر Mg-Li mgli (Tischendorf et al., 1997) در محدوده مسکوویت لیتیم‌دار قرار می‌گیرد.

ferrimuscovite and Fph= =Le= leucophyllite, Ph= phengite, Cd= celadonite, Ms= muscovite, Fmu ferriphengite

ه- تورمالین

تورمالین سیلیکات حلقوی B و Al دار است که از ترکیب شیمیایی گسترده‌ای برخوردار می‌باشد. این کانی به دلیل پایداری در شرایط دمایی و فشاری گسترده و ترکیب شیمیایی متنوع، در بررسی‌های سنگ‌شناسی به عنوان یک کانی راهنما به کار برده می‌شود (Van Hinsberg, 2011). جهت تشخیص نوع تورمالین از نمودار(Hawthorne & Henry, 1999) Na/(Na + Ca) Fe/(Fe + Mg) استفاده شده است. تورمالین‌های موجود در گنیس‌های مجموعه آذرین – دگرگونی شترکوه دارای ترکیب دراویت هستند (شکل ۵- ۷- ج).

بر اساس نمودار مثلثی X-site vacancy-Ca-Na+(K) این تورمالین‌ها، قلیایی هستند و میزان فضای خالی و کلسیم در جایگاه X آنها پایین می‌باشد. قرارگیری تورمالین‌ها در پایین خط ∑(Fe+ Mg)= 3 بیانگر آن است که میزان جانشینی آلومینیوم در جایگاه Y بیشتر است (London & Manning, 1995) (شکل ۵- ۷- ه).

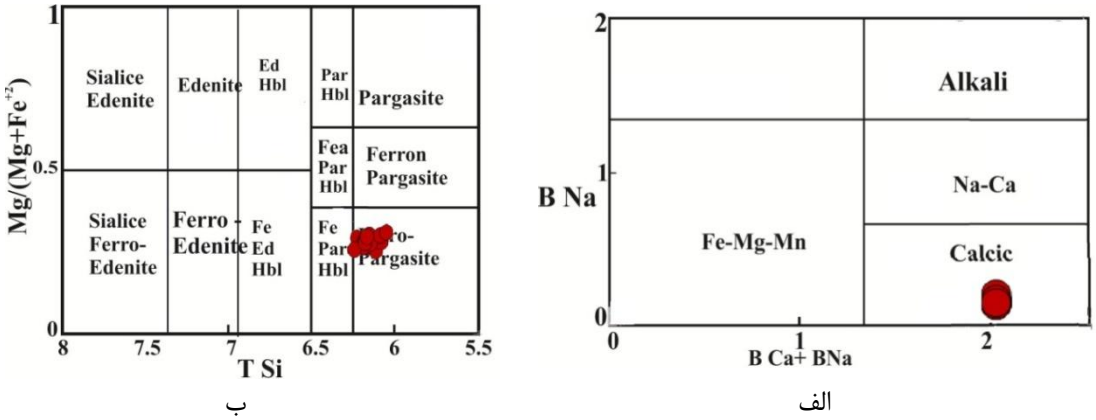


شکل ۵- ۷- الف) تصویر میکروسکپی تورمالین آنالیز شده موجود در گنیس‌های تورمالین‌دار، ب) تصویر Backscattered تورمالین آنالیز شده، ج) موقعیت تورمالین بر روی نمودار Na/(Na + Ca) Fe/(Fe + Mg) (Hawthorne and Henry, 1999)؛ د) نمودار مثلثی X-site vacancy-Ca-Na+(K)؛ ه) نمودار Fe در مقابل Mg (London & Manning,1995)؛ و) نمودارهای ترکیبی تغییرات X_{Fe} و X_{Mg} در یک دانه تورمالین آنالیز شده توسط دستگاه مایکروپروب.

بر اساس نتایج آنالیز مایکروپروپ مقدار X_{Mg} از حاشیه به سمت مرکز آن افزایش می‌یابد که با نوساناتی نیز همراه است (شکل ۵- ۷- و). منطقه‌بندی ترکیبی در ترکیب شیمی کانی تورمالین و هم در تصویر میکروسکپی آن نیز مشاهده می‌شود. در حاشیه مقدار X_{Fe} خیلی بیشتر از بخش‌های مرکزی تورمالین می‌باشد. در واقع حاشیه‌های پررنگ‌تر تورمالین در نور پلاریزه متقاطع، با مناطق غنی از آهن، مطابقت می‌کنند.

و- آمفیبول

در برخی از نمونه‌های گنیسی مقادیر کمی هورنبلند سبز یافت می‌شود. نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای این کانی در جدول ۵-۲ ارائه شده است. هورنبلندهای موجود در این گنیس‌ها، در محدوده آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند و از نوع فروپارگازیت هستند (شکل۵- ۸).



شکل ۵- ۸- نمودار رده‌بندی آمفیبول‌های موجود در گنیس‌ها بر اساس روش Leake et al (1997).

ز- اسفن، زیرکن و آپاتیت

کانیهای اسفن، زیرکن و آپاتیت به وضوح در مقاطع نازک متاپلیت‌ها مشاهده می‌شوند. اسفن و زیرکن از کانی‌های فرعی رایج در سنگ‌های آذرین و دگرگونی هستند. مقدار ZrO_2 در زیرکن برابر با ۶۵/۹ درصد است. بر اساس آنالیز انجام شده بر روی آپاتیت، مقادیر P_2O_5، CaO و FeO در آنها به ترتیب ۴۱، ۵۴/۵ و ۰/۱۴ درصد می‌باشد.

۵-۳-۱-۲- دما - فشارسنجی

الف - دماسنج تبادلی گارنت- بیوتیت

این دماسنج، متداول‌ترین دماسنج در بین همهٔ زمین‌دماسنج‌ها است. از آن جایی که این روش، طیف وسیعی از درجه‌های دگرگونی را پوشش می‌دهد، برای دماسنجی سنگ‌های متاپلیتی از کاربرد گسترده‌ای برخوردار است. توزیع Mg و Fe در گارنت و بیوتیت همیافت، به دمای تعادل بستگی دارد. دماسنج گارنت - بیوتیت کالیبره شده توسط Bhattacharya et al, (1992) با استفاده از داده‌های شیمی بیوتیت‌ها و گارنت‌های همیافت در نمونه‌های مختلف و بر اساس واکنش زیر جهت برآورد دمای حاکم بر دگرگونی استفاده شده است:

$$Fe_3Al_2Si_3O_{12} + KMg_3(Al,Si)_4O_{10}(OH,F)_2 = Mg_3Al_2Si_3O_{12} + KFe_3(Si,Al)_4O_{10}(OH,F)_2 \quad (۵-۲)$$

آلماندین فلوگوپیت پیروب آنیت

با توجه به حضور بیوتیت و گارنت در دو سمت این واکنش، ΔG واکنش بسیار کم خواهد بود و به همین دلیل این واکنش به عنوان دماسنجی مناسب در مطالعات دما- فشارسنجی مورد استفاده قرار می‌گیرد (Frost & Frost, 2014).

برخی از پارامترهای لازم برای معادله بالا به روش Bhattacharya et al (1992) به شرح زیر است:

a) $T(HW) = [20286 + 0.0193\,P - \{2080\,(X^{Grt}_{Mg})_2 - 6350\,(X^{Grt}_{Fe})_2 - 13807(X^{Grt}_{Ca})(1-X^{Grt}_{Mn}) + 8540\,(X^{Grt}_{Fe})(X^{Grt}_{Mg})(1-X^{Grt}_{Mn}) + 4215(X^{Grt}_{Ca})(X^{Grt}_{Mg} - X^{Grt}_{Fe})\} + 4441(2X^{Bt}_{Mg} - 1)]/[(13.138 + 8.3143 Ln\,K_D + 6.276\,(X^{Grt}_{Ca})(1-X^{Grt}_{Mn}))$

b) $T(GS) = [13538 + 0.0193\,P - \{837\,(X^{Grt}_{Mg})_2 - 10460\,(X^{Grt}_{Fe})_2 - 13807(X^{Grt}_{Ca})(1-X^{Grt}_{Mn}) + 19246\,(X^{Grt}_{Fe})(X^{Grt}_{Mg})(1-X^{Grt}_{Mn}) + 5649(X^{Grt}_{Ca})(X^{Grt}_{Mg} - X^{Grt}_{Fe})\} + 7972\,(2X^{Bt}_{Mg} - 1)]/[(6.778 + 8.3143 Ln\,K_D + 6.276\,(X^{Grt}_{Ca})(1-X^{Grt}_{Mn}))$

$KD = (X_{Mg}/X_{Fe})^{Bt}/(X_{Mg}/X_{Fe})^{Grt}$

$X^{Grt}_{Fe} = Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg + Mn + Ca)$

$X^{Grt}_{Mg} = Mg/(Fe^{2+} + Mg + Mn + Ca)$

$X^{Grt}_{Ca} = Ca/(Fe^{2+} + Mg + Mn + Ca)$

$X^{Grt}_{Mn} = Mn/(Fe^{2+} + Mg + Mn + Ca)$

$X^{Bt}_{Mg} = Mg/(Fe^{2+} + Mg)$

بر اساس این روش، دماهای ۵۷۵ تا ۷۵۰°C برای میکاشیست‌ها و دماهای ۵۹۳ تا ۷۳۹°C برای گارنت‌گنیس‌ها به دست آمده‌است (جدول۵- ۳).

ب- دما - فشار سنجی گارنت- بیوتیت- پلاژیوکلاز- کوارتز (GBPQ)

جهت تخمین دما و فشار حاکم بر محیط تشکیل سنگ‌های دگرگونی مجموعه شترکوه، از روش دما - فشارسنجی گارنت- بیوتیت- پلاژیوکلاز- کوارتز (GBPQ) (Wu et al., 2004) نیز بهره گرفته شد. دما-فشارسنج GBPQ، بر اساس واکنش‌های انتقالی محض بین گارنت، بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز (برای اعضاء نهایی Fe, Mg)، در شرایط فیزیکی P=1.0-11.4 Kbar و T=515-878 C°، براساس دماهای تعیین شده به روش گارنت- بیوتیت و فشارهای تعیین شده به روش GASP، از ۲۲۴ نمونه متاپلیتی آلومینوسیلیکات‌دار جمع‌آوری شده از مطالعات مختلف، کالیبره شده‌است. فرمول‌های ارائه شده جهت فشارسنجی در این روش، ابزاری کاربردی برای پلیت‌های دگرگون شده در شرایط دمایی ۵۱۵-۸۷۸ درجه سانتی‌گراد و فشارهای ۱۱/۴-۱ کیلوبار، در طیف ترکیبی Xgros > 3% در گارنت، Xan > 17% در پلاژیوکلاز و Xbio Al > 3% در بیوتیت، هستند. لذا، به کار گرفتن این روش در محدوده کالیبره شده، باید با احتیاط صورت گیرد. فشارسنج GBPQ، برای متاپلیت‌های درجه متوسط تا بالای آلومینوسیلیکات‌دار و بدون آلومینوسیلیکات، هردو، کاربرد دارد.

در این روش، دماسنجی نیز بر اساس مدل تعادلی Fe, Mg (Hoisch, 1990, 1991)، طبق واکنش‌های زیر صورت می‌گیرد (قاسمی، ۱۳۹۴):

$$Mg_3Al_2Si_3O_{12} + 2Ca_3Al_2Si_3O_{12} + 3K(Mg_2Al)(Si_2Al_2)O_{10}(OH)_2 + 6SiO_2 = 6CaAl_2Si_2O_8 + 3KMg_3(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$$

(۵-۳) فلوگوپیت + پیروب = کوارتز + استانیت + گروسولار

$$Fe_3Al_2Si_3O_{12}+2Ca_3Al_2Si_3O_{12}+3K(Fe_2Al)(Si_2Al_2)O_{10}(OH)_2+6SiO_2=6CaAl_2Si_2O_8+3KFe_3(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$$

(۵-۴) آنیت + آنورتیت = کوارتز + سیدروفیلیت + گروسولار + آلماندین

بر اساس این روش برای میکاشیست‌ها، فشارهای ۶ تا ۱۲ کیلوبار و دماهای ۵۶۷ تا ۷۶۰ درجه سانتیگراد و برای گنیس‌ها، فشارهای ۱۰ تا ۱۴ کیلوبار و دماهای ۵۵۲ تا ۶۳۲ درجه سانتیگراد

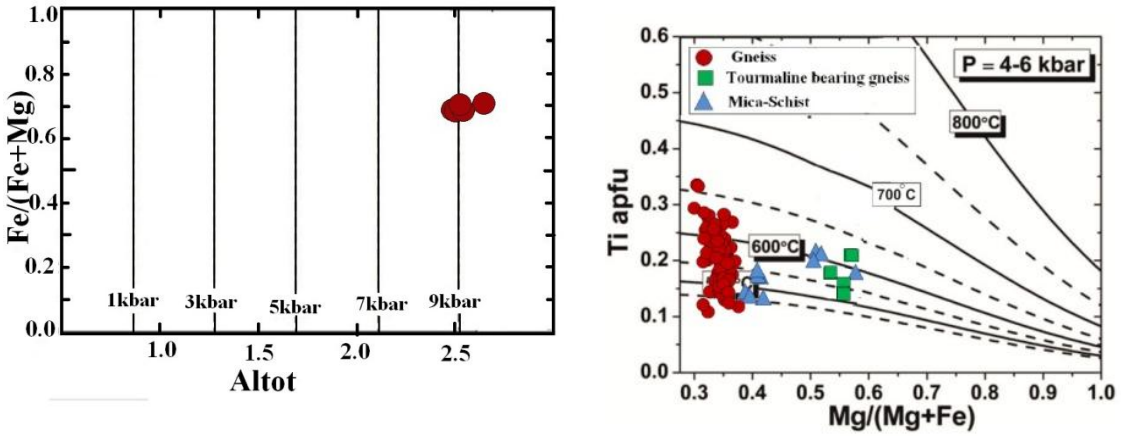
(جدول۵-۴) به‌دست آمده است. دامنه‌های دمایی استنباط شده از این روش برای تشکیل گنیس‌ها مقادیر معقول به نظر نمی‌رسد و بهتر است از سایر روش‌های ترمومتری استفاده شود.

ج- دماسنجی براساس میزان Ti موجود در بیوتیت

کانی بیوتیت یکی از میزبان‌های مهم Ti در سنگ‌ها است و جایگیری تیتانیم در ساختار بیوتیت، ارتباط مستقیمی با دما دارد. Henry et al. (2005) دماسنج بیوتیت بر مبنای Ti و Mg # موجود در ساختار این کانی را در فشار ۴ تا ۶ کیلوبار ارائه کرده‌اند. تغییرات قانونمند Ti در بیوتیت به عنوان ابزاری برای رسیدن به تعادل شیمیایی این کانی در سنگ‌های دگرگونی است (Henry et al., 2005). در این روش، فرمول ساختاری بیوتیت بر اساس مجموع ۲۲ اکسیژن و در نظر گرفتن مجموع Fe به صورت Fe^{+2}، محاسبه شده‌است. این دماسنج، برای محدوده دمایی ۴۸۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد اعتبار دارد و دقت آن ۲۴± است. تغییرات سیستماتیک Ti در بیوتیت، به عنوان ابزاری برای رسیدن به تعادل شیمیایی این کانی در سنگ‌های دگرگونی است (Henry, 2005).

$$Lnz = a + bx^3 + cy^3 \qquad x = T^\circ \qquad y = Mg/Mg+Fe \qquad z = Ti\ (a.p.f.u)$$

$$T\ (^\circ C) = Ln\ (Ti) + 2.3594 + 1.7283(XMg)^3/(4.6482 \times 10^{-9})^{0.333}$$



الف ب

شکل۵-۹- الف) نمودار Ti در مقابل Mg # (Henry et al., 2005) جهت تخمین دمای تشکیل بیوتیت‌های آنالیز شده متعلق به میکاشیست‌ها و گنیس‌ها، ب- نمودار Al_{tot} در برابر Fe/(Fe+Mg) (Schmidt, 1992) جهت تعیین فشار حاکم بر محیط تشکیل آمفیبول‌های موجود در گنیس‌های منطقه شترکوه.

با استفاده از این روش، بیوتیت‌های موجود در گارنت میکاشیست‌ها، دماهای بین ۴۵۰ تا ۶۶۰°C و بیوتیت‌های موجود در گنیس‌ها، دماهای بین ۴۶۰ تا ۶۵۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهند که با دماهای به دست‌آمده از دماسنج زوج بیوتیت- گارنت برای گنیس‌ها، سازگاری دارد. نتایج حاصل از دماسنجی با استفاده از تک کانی بیوتیت بر روی نمودار (شکل ۵- ۹ - الف) نشان داده شده‌است.

د- دما - فشار سنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز

با استفاده از روش دما سنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز می‌توان دمای تشکیل گنیس‌های آمفیبول‌دار را تخمین زد (Holland & Blundy, 1994). این روش بر اساس واکنش زیر محاسبه شده است.

$$NaCa_2Mg_5Si_4(AlSi_3)O_{22}(OH)_2 + 4SiO_2 = Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + NaA1Si_3O_8 \quad (۵-۵)$$

edenite quartz tremolite albite

$$T = \frac{-76.95+0.79P+Y_{ab}+39.4X_{Na}^{A}+22.4X_{K}^{A}+(41.5-2.89P).X_{Al}^{M2}}{-0.0650-R.\ln[(27.X_{Na}^{M4}.X_{Si}^{T}.X_{ab}^{plag})/(256.X_{Na}^{A}.X_{Al}^{T1})]}$$

A site = Na, K
M4 site = Na, Ca
M1,3 site = Fe^{2+},Mg
M2 site = Fe^{2+}, Mg, Al, Fe^{3+}
T1 site = Al, Si
T2 site = Si
$Y_{ab} = 12.0(1-X_{ab})_2 - 3.0$ kJ

فشار در روش آمفیبول- پلاژیوکلاز بر اساس بارومتر Schmidt (1992) محاسبه می‌شود.

phlogopite + 2 quartz + 2 anorthite = tremolite + orthoclase + tschermakite (۶-۵)

$$P (\pm 0.6kbar) = -3.01 + 4.76\ Al_{tot}\ ,\ r^2 = 0.99$$

دما- فشارسنجی با این روش، دماهای بین ۶۱۸ تا ۶۷۳°C و فشار ۹ تا ۱۰ کیلوبار را برای گنیس‌ها ارائه می‌کند که با دماها و فشارهای بدست‌آمده از دما – فشارسنج‌های قبلی نیز سازگاری دارد (جدول ۵-۵). همچنین دماهای تعیین‌شده با توجه به مقدار Ti موجود در بیوتیت‌های این گنیس‌ها (۴۶۰ تا ۶۵۰ درجه سانتیگراد)، با دماهای به دست آمده به کمک این روش تأیید می‌شود. آمفیبول‌های موجود در این گنیس‌ها، از نوع فروپارگازیت هستند و محدوده فشاری پیرامون ۹ کیلوبار را نشان می‌دهند (شکل۵-۹- ب).

بنابراین، براساس مقادیر دما – فشار به دست آمده از بکارگیری روش‌های دما- فشارسنجی، گارنت میکاشیست‌های مورد مطالعه با شرایط دما- فشار مرزی رخساره شیست‌سبز تا آمفیبولیت‌میانی و گارنت‌گنیس‌ها با شرایط دما – فشار رخساره آمفیبولیت میانی تا بالایی سازگاری دارند.

در پایان بحث ترموبارومتری لازم است به چند نکته توجه کنیم. ۱- مقادیر دما- فشارهایی که از روش‌های مختلف به دست می‌آید صرفاً داده هستند و در به کار بردن یا تجزیه و تحلیل آنها باید دقت لازم به خرج داد، ۲- برخی از دما- فشارهای به دست آمده ممکن است مربوط به توقف تبادلات ژئوشیمیایی باشد نه صرفاً دما و فشار انجام وقوع حوادثی که به دنبال تفسیر آنها هستیم، ۳- باید در برآورد مقادیر دما و فشار، تحولات سنگ‌شناسی به طور همه جانبه مد نظر قرار گیرند و مبانی تغییر و تحولات سنگ‌های دگرگونی مد نظر قرار گیرند. پس در یک جمع‌بندی مقادیر پیشنهادی برای دامنه تشکیل میکاشیست‌ها و گنیس‌های شترکوه دماهای ۵۵۲ تا ۷۵۰ درجه‌سانتیگراد در نظر گرفته می‌شود. این مقادیر با توجه به ملاحظلات ذکر شده بیان شده است.

جدول ۵-۳- نتایج دماسنجی تبادل کاتیونی زوج بیوتیت- گارنت در گارنت میکاشیست‌های مجموعه دگرگونی شترکوه.

	Sample	SM-29-3						SM27-1		SM-293		
Garnet	Fe	2.08	2.10	2.08	2.07	2.10	2.13	2.13	2.12	1.95	1.91	1.92
	Mn	0.12	0.13	0.12	0.12	0.12	0.13	0.12	0.12	0.05	0.05	0.05
	Mg	0.39	0.44	0.41	0.42	0.43	0.42	0.53	0.53	0.38	0.35	0.38
	Ca	0.36	0.32	0.35	0.36	0.33	0.31	0.24	0.24	0.64	0.67	0.66
Biotite	Ti	0.14	0.18	0.18	0.19	0.14	0.18	0.18	0.06	0.22	0.22	0.20
	Alvi	0.76	0.75	0.78	0.78	0.76	0.75	0.62	3.26	0.64	0.62	0.60
	Fe	2.98	2.96	2.95	2.92	2.98	2.96	2.11	0.17	2.41	2.37	2.45
	Mg	1.97	1.91	1.86	1.84	1.97	1.91	2.72	0.13	2.32	2.38	2.32
XMg	Grt	0.16	0.17	0.17	0.17	0.17	0.16	0.20	0.20	0.16	0.16	0.16
	Bt	0.40	0.39	0.39	0.39	0.40	0.39	0.56	0.44	0.49	0.50	0.49
	KD	3.49	3.09	3.20	3.10	3.24	3.28	5.21	3.12	4.98	5.43	4.83
Garnet end members	Alm	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.71	0.71	0.71	0.65	0.64	0.64
	Sps	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02
	Prp	0.13	0.15	0.14	0.14	0.14	0.14	0.17	0.18	0.13	0.12	0.13
	Grs	0.12	0.11	0.12	0.12	0.11	0.11	0.08	0.08	0.21	0.23	0.22
Biotite	X(Ti)	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04
	X(Alvi)	0.13	0.13	0.14	0.14	0.13	0.13	0.11	0.90	0.11	0.11	0.11
Temperatures (deg C)	B92-HW	698	731	723	732	720	714	612	731	646	627	654
	B92-GS	694	729	719	729	718	711	622	732	649	629	656
	Dasg91	702	745	727	740	733	715	593	103	645	623	667
	PL83	665	697	688	695	686	682	585	699	594	575	601
	T76	699	748	733	744	730	725	582	750	595	567	604
	HL77	683	724	712	722	710	705	581	727	593	568	600

نتایج دماسنجی تبادل کاتیونی زوج بیوتیت- گارنت در گارنت گنیس‌های مجموعه دگرگونی شترکوه.

	Sample	SM-1-3		SM27-5			SM-267		SM-53-2		SM-33-1	
Garnet	Fe	1.58	1.60	1.72	1.76	1.70	1.58	1.58	1.45	1.47	1.60	1.68
	Mn	0.24	0.25	0.03	0.06	0.18	0.22	0.21	0.30	0.29	0.21	0.20
	Mg	0.14	0.14	0.13	0.13	0.12	0.12	0.11	0.11	0.11	0.11	0.13
	Ca	1.01	1.00	1.09	1.03	0.99	1.05	1.08	1.14	1.12	1.16	1.07
Biotite	Ti	0.18	0.21	0.27	0.21	0.23	0.16	0.17	0.19	0.17	0.17	0.15
	Alvi	0.66	0.65	0.51	0.58	0.60	0.61	0.59	0.73	0.74	0.63	0.66
	Fe	3.12	3.14	3.08	3.36	3.27	3.23	3.22	3.12	3.07	3.25	3.28
	Mg	1.44	1.52	1.60	1.62	1.68	1.55	1.51	1.47	1.56	1.48	1.41
X_{Mg}	Grt	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07
	Bt	0.32	0.33	0.34	0.33	0.34	0.32	0.32	0.32	0.34	0.31	0.31
	KD	5.11	5.57	6.76	6.48	7.00	6.11	6.80	6.26	6.52	6.34	5.99
Garnet end members	Alm	0.53	0.54	0.58	0.59	0.57	0.53	0.53	0.48	0.49	0.52	0.50
	Sps	0.08	0.08	0.01	0.02	0.06	0.07	0.07	0.10	0.10	0.07	0.07
	Prp	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
	Grs	0.34	0.33	0.37	0.35	0.33	0.35	0.36	0.38	0.37	0.38	0.39
Biotite	X(Ti)	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
	X(Alvi)	0.12	0.12	0.09	0.10	0.10	0.11	0.11	0.13	0.13	0.11	0.12
Temperatures (deg C)	B92-HW	611	592	581	581	553	577	555	564	560	570	580
	B92-GS	554	536	539	535	501	519	493	496	496	508	516
	Dasg91	683	653	604	610	586	640	609	631	621	631	654
	FS78	613	582	521	533	510	552	519	544	531	540	558
	HS82	739	705	652	658	629	680	648	681	665	675	697
	PL83	602	585	550	558	544	568	549	564	557	562	572
	T76	622	599	550	560	542	575	549	569	559	566	580
	HL77	602	581	539	548	532	561	538	555	546	552	565

KD : ضریب توزیع Mg بین بیوتیت و گارنت که با استفاده از رابطه $KD = (1- Mg (Mg + Fe)_{Grt} \times Mg (Mg + Fe)_{Bi} /(1- Mg (Mg + Fe)_{Bi})$ Mg/(Mg + Fe) $_{Grt}$)/ به دست می‌آید.

Alm: آلماندن، Sps: اسپسارتین، Prp: پیروپ و Grs: گروسولار اعضاء نهایی گارنت‌ها. هشت کالیبراسیون دمایی شامل موارد زیر هستند.

B92-HW and B92-GS :Bhattacharya et al 1992; Dasg1991: Dasgupta et al.1991; FS78: Ferry/Spear 1978; HS82 : Hold/ Spear 1982; PL83 : Perchuk & L1982; T76: Thompson 1976 and HL77: Hold/Lee 1977.

جدول ۵-۴- نتایج دما فشارسنجی به روش GBPQ (Wu, et al, 2004) برای نمونه‌های گارنت میکاشیستی جهت تعیین مقادیر دما و فشار.

Sample		SM-27-1		SM-293			SM-29-3					
Xalm	grt	0.76	0.70	0.64	0.64	0.64	0.694	0.698	0.694	0.689	0.698	0.707
Xpyr		0.16	0.18	0.13	0.12	0.13	0.137	0.150	0.143	0.145	0.147	0.143
Xgros		0.06	0.08	0.21	0.23	0.22	0.127	0.108	0.120	0.124	0.113	0.107
Xsps		0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.043	0.045	0.043	0.042	0.043	0.044
Xan	plag	0.19	0.20	0.31	0.35	0.35	0.262	0.276	0.255	0.272	0.267	0.262
Xab		0.80	0.79	0.69	0.65	0.65	0.733	0.719	0.739	0.724	0.729	0.733
Xor		0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.005	0.005	0.006	0.004	0.004	0.005
LnKd(Mg)		4.71	-11.1	0.9	2.1	2.1	1.9	3.0	1.7	1.9	2.6	2.8
LnKd(Fe)		-1.2	-14.9	-4.2	-3.3	-3.0	-2.1	-0.7	-2.1	-1.7	-1.2	-1.1
Pcalc(Mg)		6.5	10.5	10.2	9.5	9.8	9.4	9	9.6	9.6	9.1	8.9
T(GB, ºC)		567	638	635	620	641	740	758	753	760	753	741
P(GBPQ, ave)		7	10	11	6	10	9	9	10	10	9	9
P(GBPQ, Model 1)		8	11	12	6	11	9	9	10	10	9	9
P(GBPQ, Model 2)		6	9	10	6	9	9	9	10	10	9	9

نتایج دما فشارسنجی به روش GBPQ (Wu, et al, 2004) برای نمونه های گارنت گنیسی جهت تعیین دما و فشار.

Sample		SM-1-3		SM-267		SM-53-2		SM-33-1		
Xalm	grt	0.53	0.53	0.53	0.53	0.49	0.49	0.52	0.51	0.48
Xpyr		0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03
Xgros		0.34	0.34	0.36	0.35	0.38	0.38	0.37	0.38	0.39
Xsps		0.08	0.08	0.07	0.07	0.10	0.10	0.08	0.07	0.09
Xan	plag	0.23	0.23	0.20	0.22	0.25	0.28	0.14	0.23	0.23
Xab		0.75	0.76	0.79	0.77	0.73	0.72	0.86	0.76	0.76
Xor		0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
LnKd(Mg)		-3.0	-2.6	-3.4	-2.8	-2.0	-1.3	-5.7	-2.0	-1.8
LnKd(Fe)		-8.2	-8.1	-9.5	-8.5	-7.9	-7.2	-12.1	-7.8	-7.8
Pcalc(Mg)		12	11	12	11	11	10	13	11	11
T(GB, ºC)		632	615	568	597	589	588	552	586	578
P(GBPQ, ave)		12	12	12	12	11	11	13	11	11
P(GBPQ, Model 1)		12	11	12	11	11	10	13	11	11
P(GBPQ, Model 2)		12	12	12	12	11	11	14	12	11

Xalm: کسر مولی آلماندین، Xpyr: کسر مولی پیروپ، Xgros: کسر مولی گروسولار ، Xsps: کسر مولی اسپسارتین، Xan: کسر مولی آنورتیت، Xab: کسر مولی آلبیت، Xor: کسر مولی ارتوز، LnKd(Mg) : ضریب توزیع Mg بین بیوتیت و گارنت، LnKd(Fe): ضریب توزیع Fe بین بیوتیت و گارنت، Pcalc(Mg): فشار محاسبه شده بر اساس مقدار Mg، T(GB, ºC): دمای محاسبه شده بر اساس زوج گارنت- بیوتیت، P(GBPQ, Model1) : فشار محاسبه شده بر اساس روش ۱ فشارسنج GBPQ، P(GBPQ, Model 2: فشار محاسبه شده بر اساس روش ۲ فشارسنج GBPQ، P(GBPQ, ave) : میانگین فشار محاسبه شده بر اساس دو روش فشارسنج GBPQ.

جدول ۵-۵- خلاصه نتایج دما – فشار سنجی به روش هورنبلند- پلاژیوکلاز (Holland and Blundy, 1994;Schmidt, 1992).

SiO_2	40	39.8	40.1	40.1	40.0	40.0	40.8	40.3	40.3	39.8	40.3	39.6
TiO_2	0.7	1.0	1.1	1.1	1.0	1.0	0.9	0.9	1.0	1.0	1.0	1.0
Al_2O_3	15	13.7	13.9	13.8	13.5	13.6	13.8	13.9	14.0	13.8	14.1	13.7
FeO*	23	23.2	23.2	22.8	23.5	23.1	23.1	23.1	23.1	23.0	22.9	23.1
MgO	4.5	4.9	5.0	5.1	5.0	5.1	5.1	5.0	5.0	4.9	4.9	4.6
MnO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
CaO	11.	11.1	11.1	11.2	11.2	11.1	11.2	11.2	11.2	11.1	11.0	11.1
Na_2O	1.3	1.2	1.3	1.5	1.4	1.3	1.4	1.4	1.2	1.4	1.3	1.2
K_2O	2.1	2.0	2.1	2.1	2.1	2.0	2.1	2.0	2.1	2.1	2.1	2.0
XAb	0.9	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8
X An	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
T (C) HB2	618	663	665	673	669	666.3	659.1	661.9	651.4	665.2	659.9	650.7
P(Kb) HB2	10.4	9.2	9.2	8.9	8.8	9.0	9.1	9.2	9.4	9.2	9.4	9.4
T (C) Ti-hbld	63	688	695	702	691.5	692.2	674.6	673.4	677.7	688.1	686.4	683.0

جدول ۵-۶- نتایج فشارسنجی به روش هورنبلند نمونه گنیسی.																	
Hammarstrom & Zen 86	**8.8**	**8.7**	**8.5**	**8.6**	**8.6**	**8.8**	**8.9**	**8.8**	**8.9**	**8.8**	**9.4**	**8.9**	**8.6**	**8.6**	**8.8**	**9.2**	**8.9**
Hollister et al. 87	**9.5**	**9.4**	**9.2**	**9.3**	**9.3**	**9.5**	**9.6**	**9.5**	**9.6**	**9.5**	**10**	**9.6**	**9.3**	**9.2**	**9.5**	**10**	**9.6**
Johnson & Rutherford 89	**7.2**	**7.1**	**7**	**7.1**	**7.1**	**7.3**	**7.3**	**7.3**	**7.3**	**7.3**	**7.7**	**7.3**	**7.1**	**7**	**7.2**	**7.6**	**7.3**
Schmidt 92	**9**	**8.9**	**8.7**	**8.8**	**8.8**	**9**	**9.1**	**9.1**	**9.1**	**9**	**9.6**	**9.1**	**8.9**	**8.8**	**9**	**9.4**	**9.1**

۵-۴-آپلیت‌ها

همانطور که گفته شد، متاپلیت‌های مجموعه شترکوه در بالاترین درجه دگرگونی خود تا حد آناتکسی و تشکیل مذاب‌های متناسب با سنگ مادر خود پیش‌رفته است. در متاپلیت‌ها، میگماتیت‌زایی به تشکیل آپلیت‌های گرانیتی منجر شده است. آپلیت‌ها دانه‌ریز هستند و از کوارتز، آلکالی فلدسپار (ارتوز و میکروکلین)، بیوتیت، تورمالین و مسکوویت تشکیل‌شده‌اند. پدیده جالب توجه در این گروه سنگی، هم رشدی تورمالین و کوارتز می‌باشد که در مقیاس ماکروسکپی نیز به‌خوبی قابل مشاهده است.

۵-۴-۱- شیمی کانی

بر روی کانی‌های موجود در یک نمونه آپلیت تورمالین‌دار شامل کوارتز، آلکالی فلدسپار، بیوتیت، تورمالین و مسکوویت آنالیز نقطه‌ای انجام شد که نتایج آن در جدول ۵-۷ ارائه شده است.

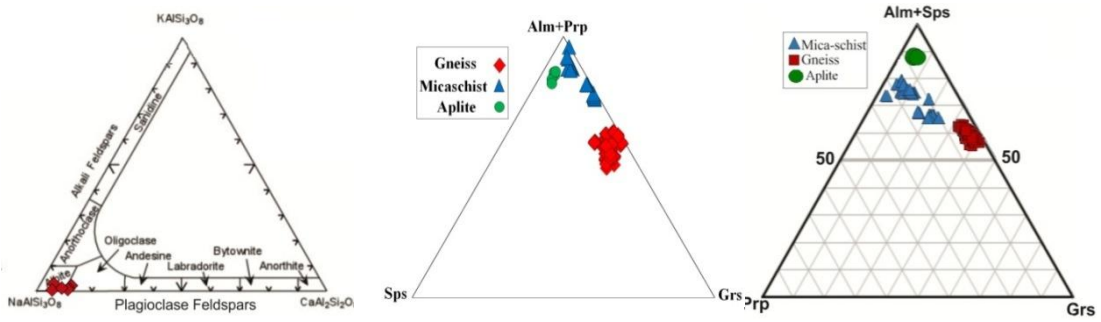
الف- گارنت

نتایج آنالیز شیمیایی گارنت‌های موجود در آپلیت‌ها نشان می‌دهد که گارنت‌های این واحد سنگی دارای ترکیبی غنی از آلماندین هستند (جدول ۵-۲). محاسبه درصد مولی اعضاء نهایی گارنت‌ها بر حسب نسبت Fe^{+2}/Fe^{+3} به روش Droop (1987) نشانگر این است که ترکیب شیمیایی گارنت‌ها به طور میانگین در نمونه‌های آپلیتی به صورت Alm 78.5-79.1%, Sps 10-10.7 %, Prp 6.4-7.25%, Grs 3. 7-4. 5% می‌باشد (شکل ۵-۱۰- الف و ب). لازم به ذکر است گارنت‌های موجود در آپلیت‌ها نسبت به گارنت‌های موجود در میکاشیست‌ها و گنیس‌ها از اسپسارتین و آلماندن غنی‌تر هستند و از گروسولار و پیروپ فقیرتر می‌باشند.

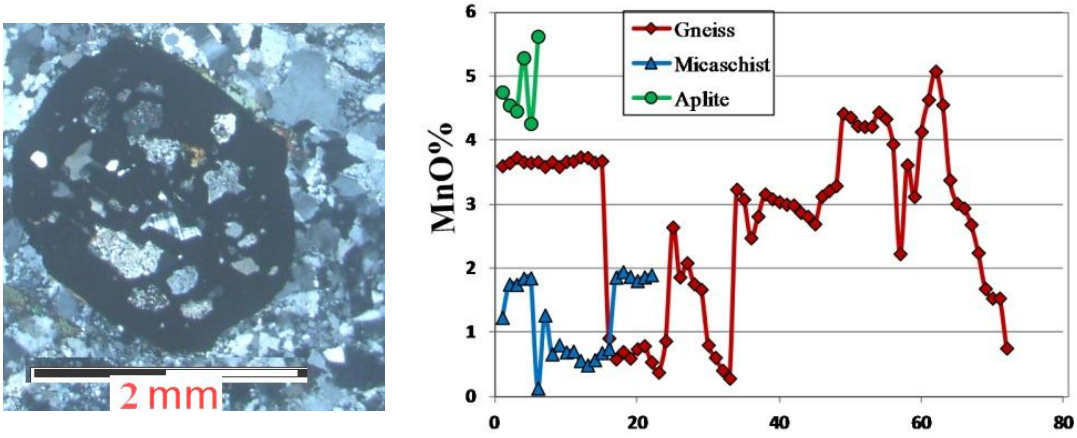
هضم جزئی مواد پلیتی، تبلور از ماگماهای پرآلومین فشار پایین و درشت بلورهای فشار بالا یا بیگانه بلورهای حمل شده به سطوح بالاتر را به عنوان منشاء گارنت در نظر می‌گیرند. بدین ترتیب آنها دارای منشأهای ماگمایی، بیگانه بلورهای دگرگونی و متاسوماتیسم هستند (Owen & Marr, 1990). یکی از ویژگی‌های متمایز کننده گارنت‌های رستیتی از گارنت‌های ماگمایی مقدار MnO موجود در آنها می‌باشد. مقدار MnO موجود در گارنت‌های رستیتی بسیار کم و در حد چند صدم درصد است درحالیکه گارنت‌های ماگمایی دارای مقدار MnO بیشتری هستند و فراوانی MnO در آنها به بیش از ده درصد نیز می‌رسد (Harrison, 1988). بررسی مقدار MnO موجود در گنیس‌ها به عنوان سنگ‌های دگرگونی، در بالاترین درجه تحولی در سنگ‌های مورد مطالعه و مقدار MnO گارنت‌های موجود در آپلیت‌ها نشان می‌دهد که مقدار MnO گارنت‌های آپلیت‌ها به مراتب خیلی بیشتر از گنیس‌ها است و در برخی موارد به چندین برابر می‌رسد (شکل ۵-۱۰- د). گارنت‌هایی که از مذاب‌های گرانیتی متبلور می‌شوند، از لحاظ اندازه، هم‌اندازه سایر کانی‌های همراه می‌باشد و عمدتاً شکل‌دار و فاقد دگرشکلی هستند که در مورد گارنت‌های موجود در آپلیت‌های مورد بررسی صدق می‌کند. (شکل۵-۱۰- ه).

ب- پلاژیوکلاز

در نمودار سه‌تایی طبقه‌بندی فلدسپارها (Deer et al., 1992)، پلاژیوکلازها همگی در نزدیکی قطب آلبیت قرار می‌گیرند و به‌طور میانگین دارای ترکیب ($Ab_{81}An_7$) هستند (شکل ۵-۱۰- ج).



ج ب الف

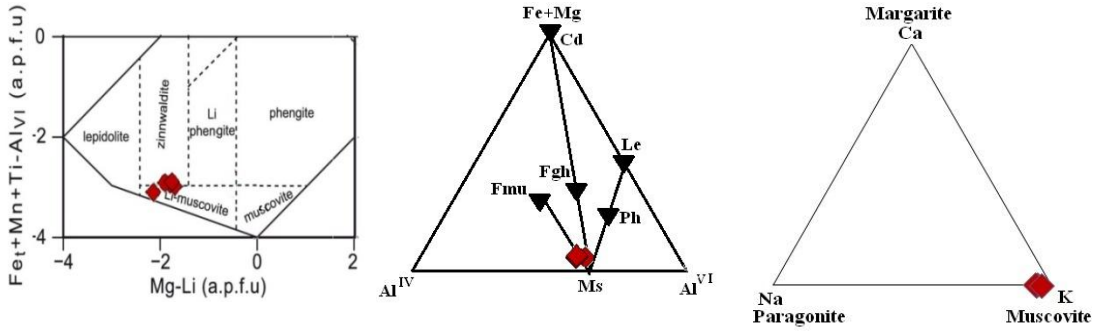


ه د

شکل ۵-۱۰- الف و ب) نمودار سه‌تایی مجموع اعضاء نهایی Prp-(Alm-Sps)-Grs و Sps -(Alm- Prp)-Grs و موقعیت ترکیبی گارنت‌های آنالیز شده بر روی آن. ج) موقعیت ترکیبی پلاژیوکلازهای آنالیز شده متعلق به نمونه آپلیتی مجموعه شترکوه بر روی نمودار سه‌تایی طبقه‌بندی فلدسپارها (Deer et al., 1992). د) نمودار فراوانی متعلق به مقادیر Mno گارنت‌های موجود در میکاشیست‌ها، گنیس‌ها و آپلیت‌های شترکوه. ه) نمونه‌ای از دانه گارنت موجود در آپلیت‌های شترکوه.

ج- میکا

نتایج آنالیز نقطه‌ای میکاهای موجود در آپلیت‌های مجموعه شترکوه نشان می‌دهد که بر اساس نمودار سه‌تایی Na, Ca, K و نمودار Al^{IV}, Al^{VI} Fe + Mg, (Feenstra, 1996) آنها از نوع مسکوویت می‌باشند (شکل ۵- ۱۱- الف و ب). ترکیب مسکوویت بر روی نمودار Fe_{tot} + Mn + Ti - $A1^{VI}$ در برابر Mg-Li (Tischendorf et al., 1997) از نوع مسکوویت‌های لیتیم‌دار می‌باشد.



الف ب ج

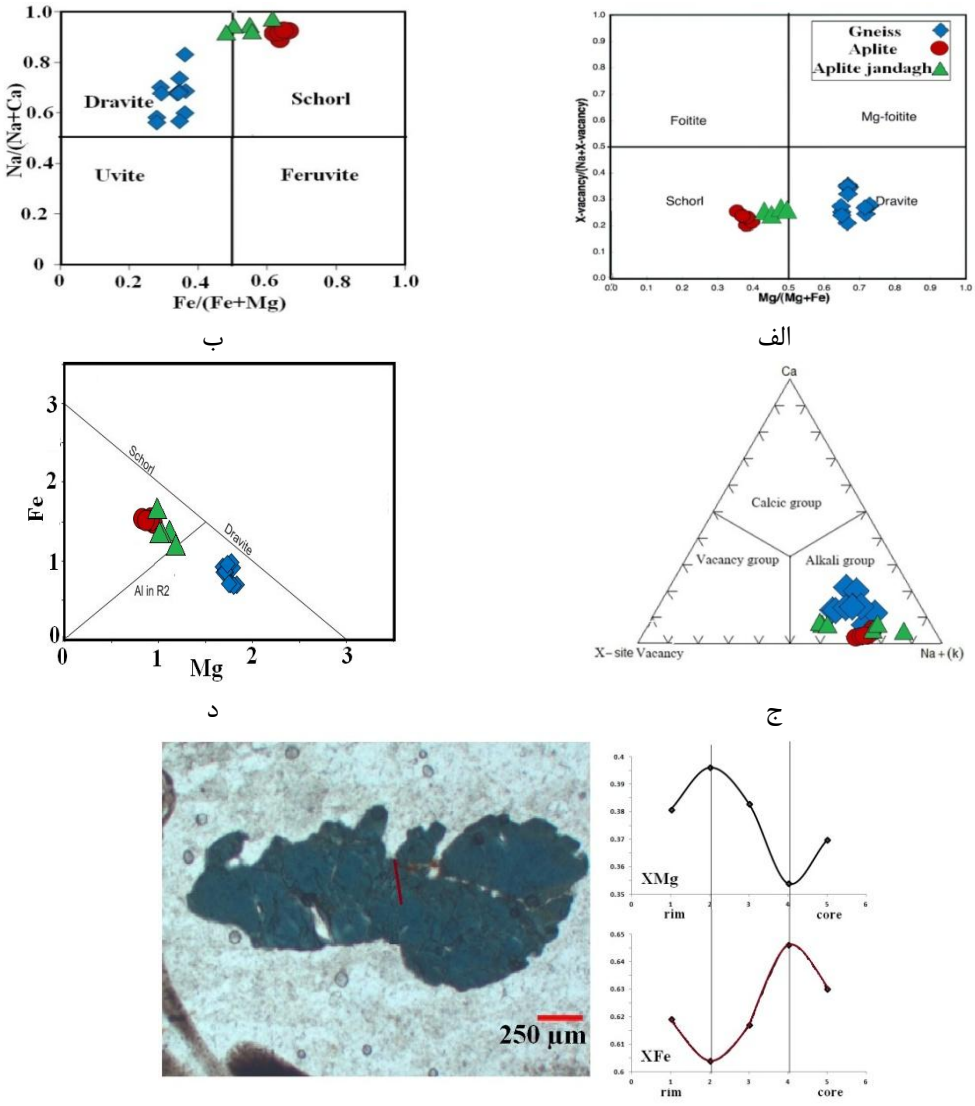
شکل ۵-۱۱- الف) موقعیت مسکوویت‌های آنالیز شده بر روی نمودار Na, Ca, K، ب) Fe+Mg, Al^{IV}, Al^{Vi} (Feenstra, 1996)، ج) نمودار Mg-Li در برابر Fe_{tot} + Mn + Ti - $A1^{VI}$ (Tischendorf et al., 1997).

ferrimuscovite and Fph= =Le= leucophyllite, Ph= phengite, Cd= celadonite, Ms= muscovite, Fmu ferriphengite

د- تورمالین

جهت تشخیص نوع تورمالین از نمودار X-vac/(Na+ X-vac) در برابر Mg/(Mg+Fe^{+2}) (Slack, 1993) و نمودار Na/(Na + Ca) Fe/(Fe + Mg) (Hawthorne & Henry, 1999) استفاده شده است. بر روی این نمودارها ترکیب تورمالین در محدوده شورل قرار می‌گیرد (شکل ۵- ۱۲- الف و ب).

بر اساس نمودار مثلثی X-site vacancy-Ca-Na+(K) این تورمالین‌ها قلیایی هستند و نشان دهنده میزان پایین فضای خالی و کلسیم در جایگاه X می‌باشد. قرارگیری تورمالین‌ها در پایین خط ∑(Fe+ Mg)= 3 بیانگر آن است که میزان جانشینی آلومینیوم در جایگاه Y بیشتر است (London & Manning, 1995). بر اساس نمودارهای ترکیبی تغییرات X_{Fe} و X_{Mg} از حاشیه به مرکز این کانی نوساناتی مشاهده می‌شود ولی در تصاویر میکروسکپی منطقه‌بندی خاصی مشاهده نمی‌شود (شکل ۵-۱۲- ه). جهت مقایسه مطالعه بهتر، ترکیب تورمالین‌های موجود در گنیس‌ها و تورمالین‌های متعلق به آپلیت‌های مجموعه جندق (بلوچی و همکاران، ۱۳۹۵) نیز بر روی نمودارها نشان داده شد. بر اساس این نمودارها، تورمالین‌های گنیس‌ها دارای ترکیب دراویت و تورمالین‌های آپلیت‌ها ترکیب شورول دارند. این امر بیانگر آن است که تورمالین‌های موجود در آپلیت‌ها نسبت به گنیس‌ها دارای مقادیر آهن بیشتری هستند.



شکل ۵-۱۲- الف) موقعیت ترکیبی تورمالین‌ها بر روی نمودار Na/(Na + Ca) در مقابل Fe/(Fe + Mg) (Hawthorne & Henry, 1999)؛ ب) نمودار X-Vac./(X-Vac + Na) در برابر Mg/(Mg + Fe) (Slack, 1993)؛ ج) نمودار مثلثی X-site vacancy-Ca-Na+(K)؛ د) نمودار Fe در مقابل Mg (London & Manning,1995)، ه) نمودارهای ترکیبی تغییرات X_{Fe} و X_{Mg} مبتنی بر آنالیز نقطه‌ای متعلق به آپلیت‌ها. تصویر میکروسکپی این دانه تورمالین در سمت راست نشان داده شده است.

۵-۵- بررسی مسیرهای دما-فشار-زمان دگرگونی متاپلیت‌ها مجموعه دگرگونی-آذرین شترکوه

بر اساس شواهد کانی‌شناسی و دما- فشارسنجی، سنگ‌های متاپلیتی متحمل دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده دما – فشار متوسط نوع بارووین (در محدوده دما – فشار رخساره‌های شیست‌سبز تا آمفیبولیت) شده‌اند. تغییرات تبلور دگرگونی آن‌ها در این مسیر شامل، افزایش اندازه دانه‌ها، ظهور

گارنت و کاهش مقدار مسکوویت از فیلیت‌ها به سمت میکاشیست‌ها تا گارنت میکاشیست‌ها و گارنت‌گنیس‌ها می‌باشد. به‌علاوه، محدوده‌های دمایی به دست آمده از کالیبراسیون‌های مختلف زوج گارنت- بیوتیت (Bhattacharya et al, 1992) و فشارهای برآورد شده به روش GBPQ (Wu et al, 2004) برای این سنگ‌ها بیانگر آن است که متاپلیت‌ها در دماهای ۵۵۲ تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد و فشارهای ۶ تا ۱۳ کیلوبار، یعنی در پایان رخساره شیست‌سبز تا رخساره آمفیبولیت بالایی (به ندرت آغاز رخساره گرانولیت)، دگرگون شده‌اند. شرایط دما و فشار تعیین‌شده برای متاپلیت‌ها با شرایط دما و فشار به دست آمده برای متابازیت‌های همراه آن‌ها در مجموعه شترکوه (دمای ۶۰۲ تا ۷۱۱ درجه سانتیگراد و فشار ۹ تا ۱۱ کیلوبار)، سازگاری خوبی نشان داده (شکاری و همکاران، ۱۳۹۶) و در ضمن در مبحث دما- فشار سنجی متابازیت‌های شترکوه، نتایج مفصّلی ارائه شده است.

در شکل ۵-۱۳ محدوده‌های دما – فشار ترسیم شده برای این سنگ‌ها، بر اساس نتایج دما-فشارسنج‌ها و دیگر ملاحظات زمین‌شناسی نشان داده شده است. این محدوده‌ها، با مسیرهای دما – فشار دگرگونی ناحیه‌ای نوع باروین بهترین انطباق را نشان می‌دهند. همان‌گونه که در شکل ۵-۱۲ مشاهده می‌شود، خط سیر رخداد دگرگونی، محدوده دما و فشار پایداری کیانیت را قطع می‌کند و بر گرادیان متوسط (حدود 20 Km/°C) دگرگونی کوهزادی منطبق است. در مجموعه دگرگونی دلبر (در شمال‌شرق مجموعه دگرگونی شترکوه)، حضور کیانیت در کیانیت‌شیست‌ها و رگه‌های کوارتز – کیانیتی به اثبات رسیده است (بلاغی، ۱۳۹۳) و همچنین در کیانیت شیست‌های جندق، کیانیت یافت شده است (بلوچی و همکاران، ۱۳۹۶). این مسیر، با افزایش دما و فشار، منحنی سالیدوس آب‌دار سنگ‌های پلیتی (Chen & Grapes, 2007) را نیز قطع می‌کند. بنابراین، رخداد دگرگونی ناحیه‌ای در مجموعه شترکوه، تا رسیدن به درجه ذوب بخشی سنگ‌ها پیش‌رفته است. اگرچه در دگرگونی ناحیه‌ای فشار بالای باروین در مقایسه با انواع دمای بالای آنها، ذوب سنگ‌ها دیرتر و در دماهای بالاتر رخ می‌دهد (قاسمی، ۱۳۹۵)، امّا در این سنگ‌ها نیز فرایند آناتکسی پوسته‌ای، در اوج رخداد دگرگونی ناحیه‌ای صورت گرفته و با میگماتیتی شدن، ایجاد مذاب‌های آناتکتیک و در نهایت

گرانیت‌زایی کوچک مقیاس همراه بوده است. شواهدی از قبیل نواربندی گنیسی به عنوان پیامد تفریق دگرگونی، بسته‌ها (Patchs) و رگه‌های غنی از کوارتز و فلدسپار که گاه چین‌خورده‌اند (چین‌های تیگماتیک) و میگماتیت‌های استروماتیتی و نبولیتی در سنگ‌های متاپلیتی از شواهد صحرایی بارز این پدیده‌اند. چون سنگ‌والد (مادر) غالب مجموعه دگرگونی شترکوه، سنگ‌های متاپلیتی و متاپسامیتی با برگوارگی بارز بوده‌اند، لذا نفوذ و جایگیری مذاب‌های آناتکتیک به موازات سطوح لایه‌بندی و برگوارگی سنگ‌والد، به شکل‌گیری میگماتیت‌های استروماتیتی منجر شده‌است. این سنگ‌ها را می‌توان متاتکسیت (Metatexite) نیز نامید. متاتکسیت‌ها، به عنوان میگماتیت‌های ناهمگنی معرفی شده‌اند که بسته به حجم مذاب، ساختارهای بسته‌ای، رگه‌ای، لایه‌ای (استروماتیتی) و چین‌خورده نشان می‌دهند (قاسمی، ۱۳۹۵؛ Sawyer & Brown, 2008; Hollocher, 2014). اولین مذاب‌های ایجاد شده (لوکوسوم)، معمولاً از اجتماع کوارتز + آلکالی فلدسپار (ارتوز و/یا میکروکلین) تشکیل شده‌اند.

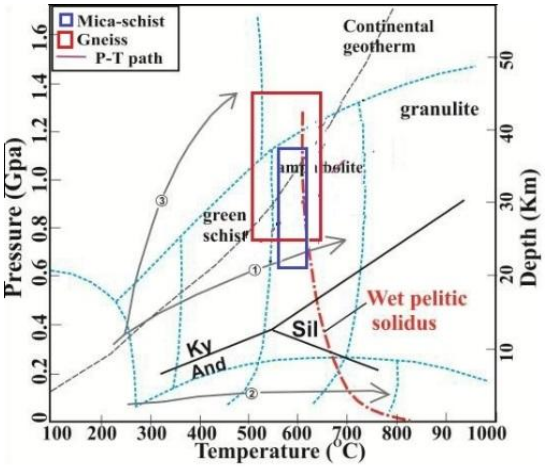
با توجه به حضور گسترده بیوتیت در سنگ‌های گنیسی و کمبود یا نبود آن در گرانیت‌ها و لوکوگرانیت‌ها، می‌توان گفت که ذوب‌بخشی سنگ‌های متاپلیتی از طریق شکست و آب‌زدایی بیوتیت انجام شده است. حضور گسترده فلدسپارهای پتاسیک نظیر میکروکلین و ارتوز پرتیتی در گرانیت‌ها و لوکوگرانیت‌ها، شاهد بارز بروز این فرایند است. مذابی که از طریق واکنش‌های زیر حاصل می‌شود می‌تواند پس از تبلور به کوارتز، ارتوز و میکروکلین تبدیل شوند.

$$Ms + Bt + Pl + H_2O = Grt + melt \qquad (۷ \text{-} ۵)$$

$$Ms + Bt + Qtz + Pl + H_2O = Grt + melt \qquad (۸ \text{-} ۵)$$ (Saki et al ., 2012)

به‌علاوه، به دلیل آن که سنگ‌های متاپلیتی موردنظر در بسیاری از موارد، میلونیتی شده‌اند، لذا نشانه‌های بارزی از دگرریختی فلدسپارها به شکل تبدیل ارتوز به میکروکلین را نشان می‌دهند. تبدیل ارتوز به میکروکلین، با تبدیل سیستم منوکلینیک ارتوز به سیستم تری‌کلینیک میکروکلین همراه است که از شواهد برجسته میلونیت‌زایی در گرانیت‌ها و گنیس‌ها به حساب می‌آید (Vernon, 2004). دیگر شواهد میلونیت‌زایی، همانند ریزدانه شدن (ساب‌گرین)، اشکال ماهی‌گون در میکاها و فلدسپارها

و اشکال سیگما و دلتا در بلورهای سخت و شکننده نظیر فلدسپارها (Trouw et al., 2010) در مقاطع نازک متاپلیت‌ها به وضوح دیده می‌شوند.

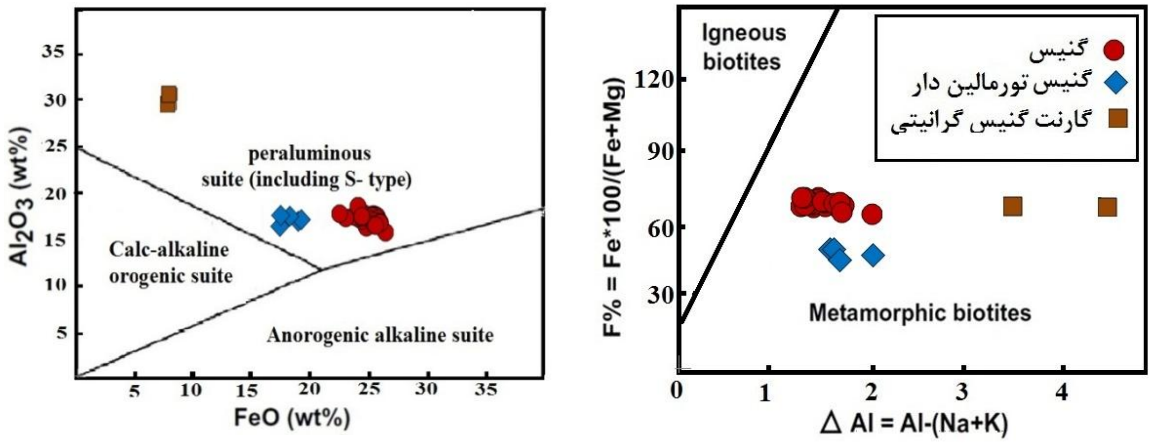


شکل ۵-۱۳- نمودار P-T دگرگونی و محدوده‌های دما- فشار تعیین شده برای نمونه‌های میکاشیستی و گارنت گنیسی (کادرهای رنگی) که بر میدان پایداری کیانیت و مسیر دگرگونی پیشرونده بارووین فشار بالا انطباق نشان می‌دهند.

با توجه به محدوده سنی حدود ۵۴۰ تا ۶۰۰ میلیون سال قبل این سنگ‌ها (به فصل ۶ رجوع شود) و همانند مناطق مجاور (بلاغی، ۱۳۹۳؛ حسینی، ۱۳۹۴)، این تحوّلات دگرگونی در نئوپروتروزوئیک پایانی صورت گرفته است. در این رخداد، سنگ‌والدهای رسوبی تخریبی قدیمی و سنگ‌های آذرین همراه آن‌ها به سن اواخر نئوپروتروزوئیک، تا حد رخساره‌های شیست‌سبز، آمفیبولیت و احتمالاً گرانولیت، دگرگون شده‌اند و به آستانه ذوب‌بخشی و تشکیل میگماتیت‌های فلسیک در متاپلیت‌ها و بازیک در متابازیت‌ها، رسیده‌اند. در نوارهای دگرگونی نوع بارووین فشار بالا، میگماتیت‌ها در انتهای رخساره آمفیبولیت بالایی (زون سیلیمانیت دوم) و بیشتر در رخساره گرانولیت، رخنمون دارند (قاسمی، ۱۳۹۵؛ Sawyer, 2008). این پدیده، از ویژگی‌های بارز مجموعه‌های هسته دگرگونی (Metamorphic core complexes) است (Kornprobst, 2003 و قاسمی، ۱۳۹۵).

بر اساس نمودار Marakushev & Tararin (1965)، بیوتیت‌های موجود در گنیس‌ها در قلمرو بیوتیت‌های با منشاء دگرگونی (شکل۵-۱۴- الف) و بر طبق نمودار Abdel Rahman (1994) در گروه بیوتیت‌های مجموعه‌های گرانیتوئیدی نوع S قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱۴- ب). با افزایش حجم

مذاب‌های فلسیک، سنگ‌های لوکوگرانیتی و گرانیتی تشکیل شده‌اند که به صورت بسته‌ها و رگه‌های پگماتیتی و یا به صورت رگچه، رگه، دایک و آپوفیز گرانیتی و آپلیتی، به درون سنگ‌های دگرگونی میزبان (شیست‌ها، گنیس‌ها و آمفیبولیت‌ها) نفوذ کرده‌اند.



الف ب

شکل ۵-۱۴- الف) نمودار F% در مقابل ΔAl (Marakushev & Tararin, 1965) و ب) نمودار Al_2O_3 در مقابل FeO (Abdel Rahman, 1994) برای بیوتیت‌های موجود در متاپلیت‌های مجموعه شترکوه.

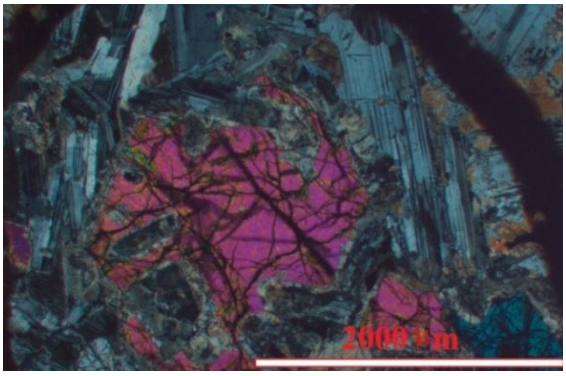
۵-۶- متابازیت‌ها

بر اساس مشاهدات صحرایی و تعیین نحوه تشکیل متابازیت‌ها، سنگ‌های مادر آنها را می‌توان به دسته‌های توده‌های آذرین بازیک تفریق یافته (پریدوتیت، الیوین‌گابرو، گابرو و دیوریت)، روانه‌های بازالتی زیردریایی و آتشفشانی- تخریبی‌های وابسته و دسته دایک‌های دیابازی تقسیم کرد. تعدادی مقطع نازک صیقلی از نمونه‌های الیوین‌گابرویی، دیوریتی و آمفیبولیتی و گارنت آمفیبولیتی تهیه شد و کانی‌های آن مورد آنالیز نقطه‌ای قرار گرفت. نتایج حاصل از این آنالیزها در زیر ارائه شده و سپس مورد بحث و بررسی قرار گرفته است. نمونه‌های پریدوتیتی در بازدیدهای پایانی یافت شده‌اند و تاکنون مورد آنالیز مایکروپروب قرار نگرفته‌اند.

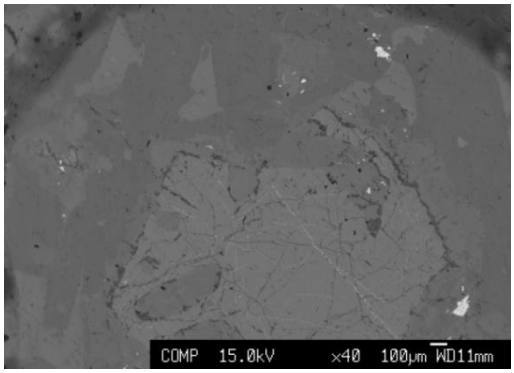
۵-۶-۱- توده‌های نفوذی بازیک کوچک مقیاس

به منظور تعیین ترکیب شیمیایی دقیق کانی‌های اصلی و انجام برآوردهای دما- فشار سنجی الیوین گابروها، گابروها و دیوریت‌ها، کانی‌های آمفیبول، پیروکسن، الیوین، بیوتیت و پلاژیوکلاز موجود در

نمونه‌های الیوین گابرویی و دیوریتی منطقه شترکوه برای عناصر اصلی مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت (جدول ۵-۸ و ۵- ۹). لازم به ذکر است بخش‌های کومولایی پریدوتیت‌ها که فقط از پیروکسن و الیوین تشکیل شده‌اند و در آخرین بازدیدهای صحرایی پس از فرصت مطالعاتی یافت شده‌اند، مورد آنالیز سنگ کل و همچنین شیمی کانی قرار نگرفته‌اند و در حال حاضر به آنها پرداخته نشده است.



الف



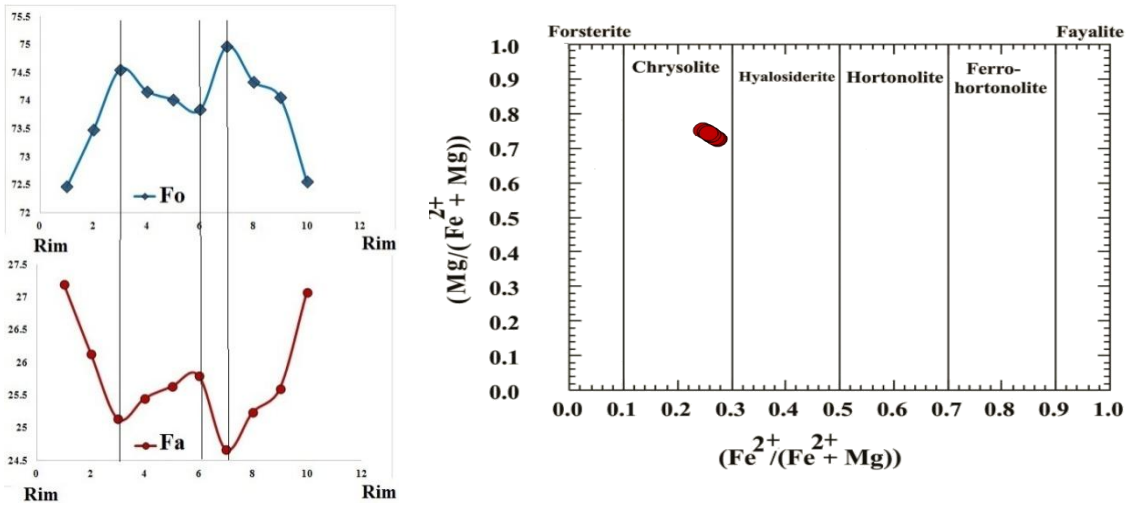
ب

شکل ۵- ۱۵- الف) تصویر میکروسکپی و ب) Backscattered کانی‌های تجزیه شده در یک نمونه الیوین گابرویی موجود در مجموعه دگرگونی شترکوه.

۵-۶-۱-۱- شیمی کانی

الف- الیوین

الیوین به عنوان مهمترین کانی در الیوین‌گابروها شناخته می‌شود. بر مبنای داده‌های مایکروپروب، الیوین‌های موجود در سنگ‌های الیوین‌گابرویی مورد مطالعه و وابسته به مجموعه دگرگونی شترکوه در محدوده کریزولیت قرار می‌گیرد (به طور میانگین Fo= 73% و Fa=26%) (شکل ۵- ۱۶- الف). بر اساس نمودارهای تغییرات ترکیبی، در الیوین‌های موجود در نمونه‌های الیوین گابرویی، مقدار فورستریت از هسته الیوین‌ها به سمت حاشیه آن‌ها با نوسانات اندکی کاهش می‌یابد و مقدار فایالیت افزایش نشان می‌دهد (شکل۵- ۱۶- ب).

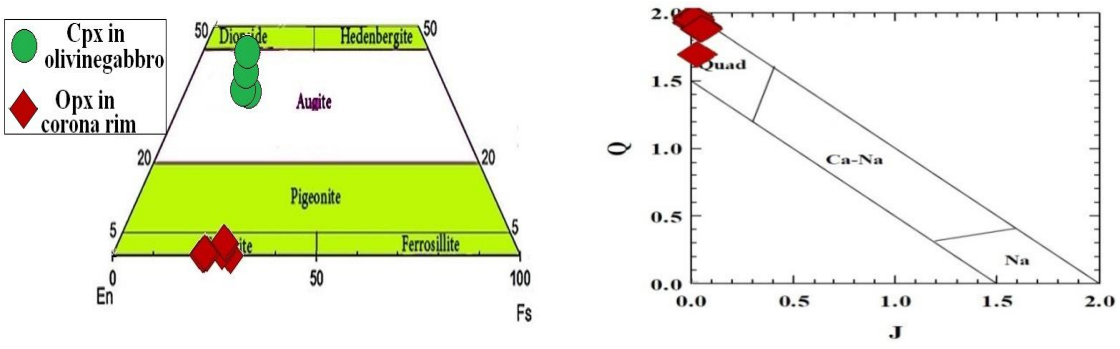


ب الف

شکل ۵- ۱۶- الف) ترسیم وضعیت ترکیبی الیوین بر روی نمودار $Mg/(Fe^{2+}+Mg)$ در برابر $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$، Deere et al 1992، ب) نمودارهای تغییرات ترکیبی الیوین موجود در الیوین گابروها.

ب-پیروکسن

پیروکسن‌های موجود در الیوین‌گابروها از نوع اوژیت هستند ($Fs_{0.1-1.4}$ و $En_{0.45-0.51}$) (شکل ۵- ۱۷) این پیروکسن‌ها دارای مقادیر بالای عدد منیزیم ۷۷ تا ۸۱ (بر جسب درصد)، Al_2O_3 ۲/۳ تا ۳/۱ و مقادیر TiO_2 کمتر از ۱/۱ می‌باشند. بر اساس نمودار Q-J همه پیروکسن‌ها در محدوده Mg - Fe- Ca (Quad) قرار می‌گیرند.

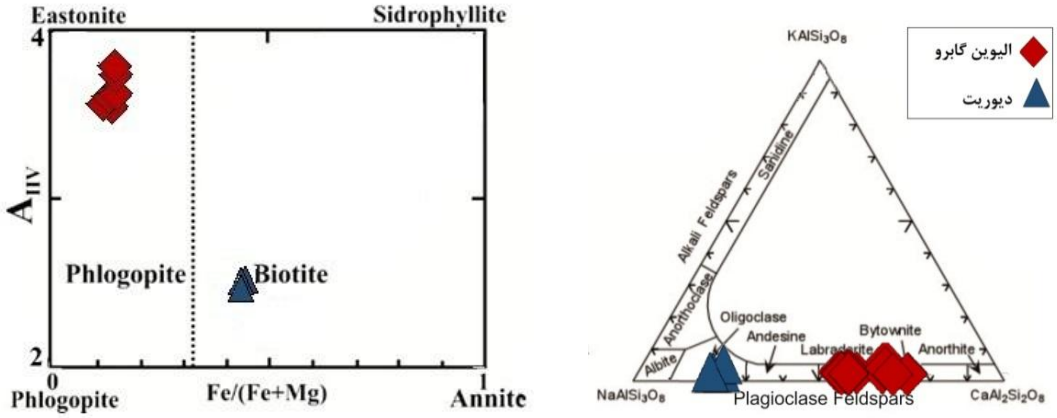


ب الف

شکل ۵- ۱۷- الف) رده‌بندی پیروکسن‌ها در نمودار Q-J؛ ب) نمایش موقعیت ترکیبی پیروکسن‌های نمونه‌های الیوین گابرویی بر روی نمودار En-Fs-Wo (Morimoto et al., 1988).

ج- پلاژیوکلاز

نتایج آنالیز مایکروپروب پلاژیوکلازهای موجود در الیوین گابروها نشان می‌دهد که آنها دارای ترکیب An_{48-78}, Ab_{21-50} و از نوع بیتونیت تا لابرادوریت هستند (شکل ۵- ۱۸ - الف).



ب الف

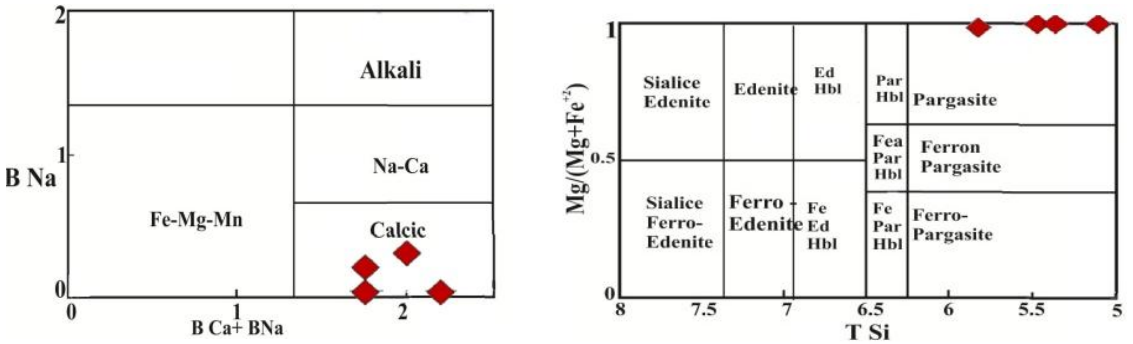
شکل ۵- ۱۸– الف) موقعیت ترکیبی پلاژیوکلازهای آنالیز شده متعلق به نمونه‌های دیوریتی و الیوین گابرویی مجموعه شترکوه بر روی نمودار سه‌تایی طبقه‌بندی فلدسپارها (Deer et al., 1992). ب) موقعیت میکاهای موجود در سنگهای نفوذی بازیک مجموعه شترکوه در نمودار نسبت کاتیونی$Fe^{2+}/(Fe+Mg)$ در برابر Al^{IV} .

د- فلوگوپیت

بر اساس نتایج حاصل از آنالیز مایکروپروب بر روی میکاهای الیوین‌گابروها و ترسیم آنها بر روی نمودار Deer et al. (1992) مشخص می‌گردد که ترکیب آنها در محدوده فلوگوپیت قرار می‌گیرد (شکل ۵- ۱۸- ب)

و- کانی‌های سازنده حاشیه سیمپلکتیتی

حاشیه سیمپلکتیتی موجود در بین الیوین و پلاژیوکلاز از دو نوار تشکیل شده است. نوار داخلی که در مجاورت بلور الیوین قرار گرفته است دارای ترکیب غالباً انستاتیتی ($En_{0.711-0.779}$ $Fs_{0.217-0.286}$) می‌باشد (شکل ۵- ۱۷- ب) و نوار بیرونی دارای ترکیب آمفیبول پارگازیتی ($Si_{5.9-5.8}$ و $Mg^*_{0.98-1}$) است (شکل ۵-۱۹).



ب الف

شکل ۵- ۱۹- الف و ب) موقعیت آمفیبول‌های موجود در حاشیه سمپلکتیتی کانی الیوین، در نمودارهای رده‌بندی آمفیبول‌ها (Leake et al., 1997).

۵-۶-۱-۲- دما- فشارسنجی

مطالعات آزمایشگاهی و تجربی نشان می‌دهند که ترکیبات کانیایی می‌تواند به طور مؤثر برای اندازه‌گیری شرایط P-T در طی تبلور مورد استفاده قرار گیرد (Berman, 1988, Lindsley, 1983). به همین منظور پژوهشگران چندین روش از جمله Ol-liquid، Clinopyroxene-liquid، pyroxene-feldspar thermometer،Clinopyroxene و pyroxene barometer را پیشنهاد دادند.

الف- دما- فشارسنجی در الیوین گابروها

بر اساس دماسنج Ol-liquid (Putirka, 2008) الیوین‌گابروها تحت شرایط دمایی ۱۳۷۱ تا ۱۱۲۲ درجه سانتیگراد تشکیل شده‌اند (جدول ۵- ۱۵). فشارسنجی بر اساس تخمین مقدار دما- فشار با استفاده از دما- فشارسنج Si-activity (Putirka, 2008) بر روی الیوین‌گابروها، محدوده دمایی ۱۳۴۰ تا ۱۳۱۵ درجه سانتیگراد و فشار ۱۱/۵ تا ۱۲/۲ کیلوبار برای تبلور الیوین می‌باشد (جدول ۵- ۱۰).

ترموبارومتری بر اساس تشکیل پیروکسن نسبت به روش‌های دیگر برتری چشمگیری دارد چون در این روش حضور دو پیروکسن الزامی نیست و برای انواع پیروکسن‌های Mg-Ca-Fe دار و Fe-Mg دار قابل استفاده می‌باشد. Putirka (2008) و Putirka et al. (1996, 2003) یک سری از معادلات دما- فشارسنجی بر اساس کارهای تجربی بر پایه Clinopyroxene-liquid بنا نهادند. دمای تشکیل پیروکسن‌ها با روش(2008) Putirka در حدود ۱۲۳۹ تا ۱۱۹۴ درجه سانتیگراد و فشار تشکیل این کانی در حدود ۶ تا ۹ کیلوبار برآورد شده است (جدول ۵-۱۱).

جدول ۵-۱۰- نتایج حاصل از دماسنج Ol-liquid برای الیوین گابروها (Putirka, 2008).

sample	Liquid only thermometer results						Olivine-Liquid equilibrium temperatures				
	Putirka RiMG '08	Putirka RiMG '08	Putirka RiMG '08	Putirka RiMG '08	Helz &Thornber '87 Mg-thermometer	Helz &Thornber '87Ca-thermometer	Beattie (1993)	Beattie (1993) w/ Herz corr)	Putirka et al. 2007	Putirka et al.?	Sisson & Grove (1992)
	T◦C										
SM-7-5-3	1200	1216	1201	1175	1171	1122	1292	1297	1334	1324	1253
SM-311-2	1283	1278	1255	1223	1234	1146	1255	1255	1306	1371	1213

	Si-activity thermobarometer											
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO_t	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	C°T	P Kbar
SM-7-5-3	48.0	0.50	19.65	7.73	0.14	10.95	10.7	2.12	0.12	0.05	1340	12.2
SM-311-2	48.5	0.57	19.67	7.74	0.13	10.16	10.8	2.24	0.14	0.05	1315	11.5

جدول ۵-۱۱- نتایج حاصل از دما-فشارسنجی با استفاده از روش clinopyroxene-liquid (Putirka, 2008).

Putirka et al (1996)		Putirka et al (2003)		Putirka (2008) RiMG MODELS		Barometers (and thermometer) based on Cpx compositions only	
T◦C	P kbar	T◦C	P kbar	T◦C	P kbar	T◦C	P kbar
1219	6.03	1233	6.42	1214	7.89	1208	6.29
1224	6.60	1239	6.85	1219	8.44	1210	7.93
1225	7.15	1228	7.28	1225	9.19	1200	7.83
1221	6.92	1220	7.11	1222	9.62	1194	8.02

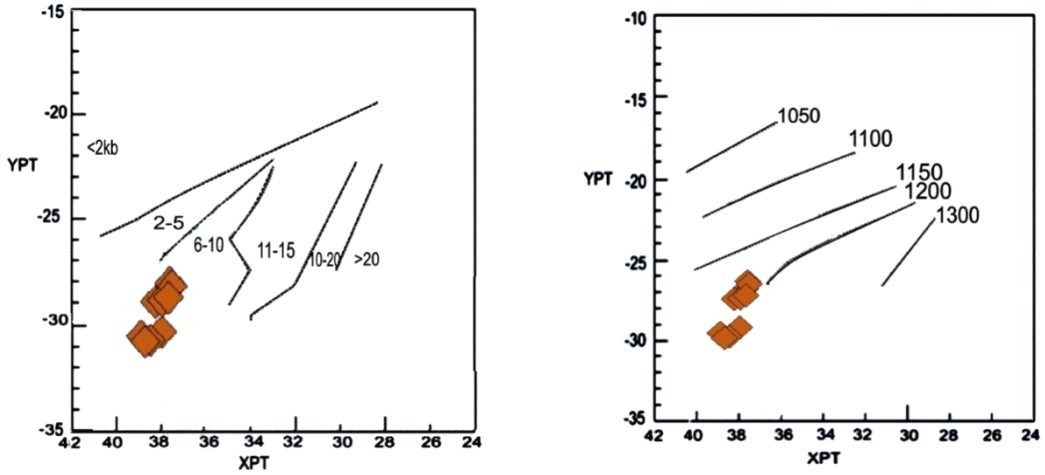
Nimis & Taylor (2000) دما- فشارسنجی clinopyroxene-only را ارائه دادند. در نبود ارتوپیروکسن این دما- فشارسنج می‌تواند تنها با استفاده از ترکیب کلینوپیروکسن دما و فشار تعادل را محاسبه کند. بر اساس این روش محدوده دمایی ۱۱۹۶ تا ۹۸۱ سانتیگراد و فشار ۵ تا ۱۰ کیلوبار برای الیوین‌گابروها به دست می‌آید (جدول ۵- ۱۲).

جدول ۵-۱۲- نتایج حاصل از دما-فشارسنجی با استفاده از کلینوپیروکسن (Nimis and Taylor, 2000).

P(Kbar)	T(K)	T('C)	T(K)	T('C)	T(K)	T('C)	T(K)	T('C)
5	1433.7	1160.7	1457.5	1184.5	1337.5	1064.5	1254.4	981.4
6	1436.1	1163.1	1460.0	1187.0	1339.7	1066.7	1256.5	983.5
7	1438.5	1165.5	1462.4	1189.4	1342.0	1069.0	1258.6	985.6
8	1440.9	1167.9	1464.9	1191.9	1344.2	1071.2	1260.7	987.7
9	1443.3	1170.3	1467.3	1194.3	1346.5	1073.5	1262.8	989.8
10	1445.7	1172.7	1469.8	1196.8	1348.7	1075.7	1264.9	991.9

Soesoo (1997) با استفاده از ترکیب عناصر اصلی کلینوپیروکسن‌ها محدوده وسیعی از فشارها و دماهای تبلور را برای آنها پیش بینی کرد. بر روی نمودارهای Soesoo، کلینوپیروکسن‌ها محدوده دمایی ۱۲۰۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتیگراد و فشار ۶ تا ۱۰ کیلو بار را نشان می‌دهند (۵- ۲۰).

بر طبق دماسنج هندسی Lindsley (1983) الیوین‌گابروها در دمای ۱۰۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده‌اند (شکل ۵-۲۱). این پیروکسن‌ها در محدوده سری ماگمایی آلکالن قرار می‌گیرند و از نوع پیروکسن‌های فشار متوسط تا بالا می‌باشند (شکل ۵-۲۲). در نهایت با در نظر گرفتن نتایج حاصل شده از همه روش‌های دما- فشارسنجی می‌توان استنباط کرد که همه نتایج با یکدیگر مطابقت دارند و در مجموع می‌توان گفت که ماگمای والد الیوین‌گابروها تحت شرایط دمایی ۱۳۵۸ تا ۱۰۰۸ درجه سانتیگراد متبلور شده‌اند.

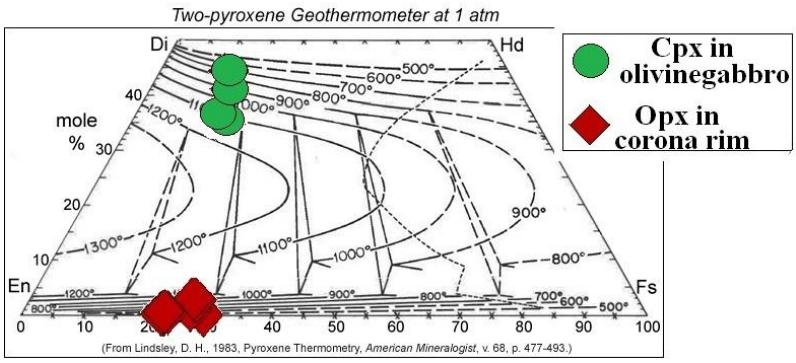


الف ب

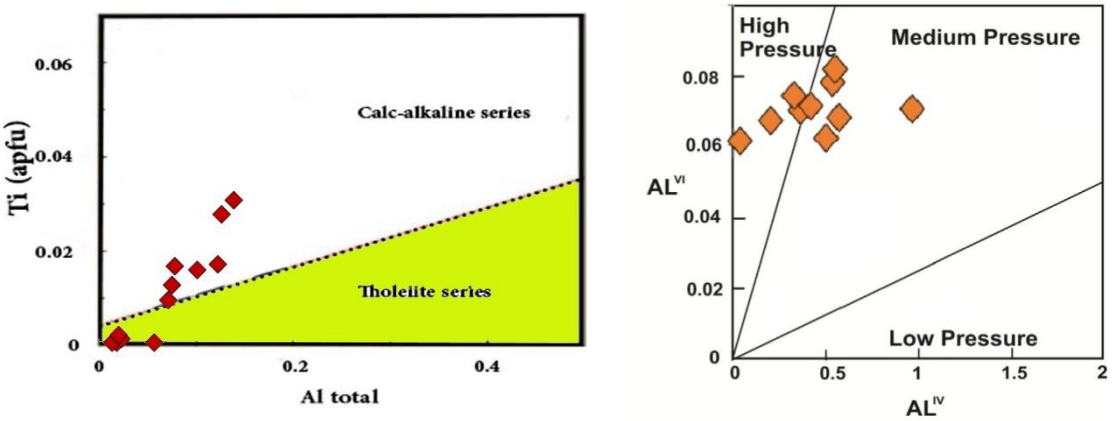
شکل ۵- ۲۰- نمودارهای حاصل از نتاج ترموبارومتری به روش Soesoo (1997) در سنگ‌های نفوذی بازیک مجموعه دگرگونی شترکوه.

$Xpt = 0.44\ SiO_2+0.187TiO_2-0.404Al_2O_3+0.346FeO_t-0.052MnO+0.309MgO+0.431CaO-0.446Na_2O$

$Ypt= -0.369SiO_2+0.535TiO_2-0.317Al_2O_3+0.323FeO_t+0.235MnO-0.516MgO-0.167CaO-0.153Na_2O$



شکل ۵- ۲۱- موقعیت پیروکسن‌های مورد بررسی بر روی نمودار ترسیمی دمای تبلور پیروکسن‌ها برای فشار گستره ۵ کیلوبار Lindsley (1983) برای پیروکسن‌های موجود در گابرودیوریت‌ها و حاشیه کرونا الیوین‌های موجود در الیوین‌گابروها.



ب الف

شکل۵- ۲۲- الف) نمودار نشان دهنده سری‌های ماگمایی بر اساس ترکیب کلینوپیروکسن (Le Bas, 1962). ب) نمودار Al_{total} در برابر Ti جهت فشارسنجی تشکیل کلینوپیروکسن (Helz, 1976).

با توجه به دماها و فشارهای به دست آمده برای الیوین‌گابروها می‌توان به این نتیجه رسید که، تبلور الیوین‌ها در دماهای ۱۱۲۲ تا ۱۳۷۱ درجه سانتگراد و پیروکسن‌ها در طیف دمایی ۹۸۱ تا ۱۲۵۰ درجه سانتیگراد بوده است که منطبق بر روند تبلور سری واکنشی باورن می‌باشد. البته فشارهای به دست آمده، به معن واقعی بیانگر عمق جایگیری نهایی بیشتر نیست، شواهد زمین‌شناسی معقول مشابه نظیر توده‌های نفوذی الیوین‌گابرویی، جایگیری کرده در شیل و ماسه‌سنگ‌های سازند شمشک (مانند توده نفوذی الیوین‌گابرویی پلنگ دره شمال طالو) نشان می‌دهد که عمق جایگیری نهایی نباید اعماقی بیش از ۴ تا ۶ کیلومتر باشد. این نتیجه به توجه به ضخامت سازند شمشک قابل پیش‌بینی است.

ب- دما - فشارسنجی حاشیه سیمپلکتیت

همانطور که گفته شد، در واحد سنگی الیوین‌گابرویی حاشیه سمپلکتیت در مرز بین الیوین و پلاژیوکلاز تشکیل شده است. این حاشیه از دو لایه پیروکسن از نوع انستاتیت و آمفیبول تشکیل شده است. دما- فشارسنجی با استفاده از زوج آمفیبول- پلاژیوکلاز و مقدار Ti موجود در آمفیبول در حاشیه سیمپلکتیت به روش Holland & Blundy (1994) انجام شد. بر اساس این دما- فشارسنجی این حاشیه سمپلکتیت در محدوده دمای ۹۰۳ تا ۷۸۳ درجه سانتیگراد و فشار ۹/۶ تا ۵ کیلوبار تشکیل شده است (جدول۵- ۱۳). به اعتقاد Claeson (1998) از آنجایی که پلاژیوکلاز و الیوین فراوان هستند ولی گارنت در الیوین گابروها یافت نمی‌شود از این رو، حد بالایی تشکل آنها کمتر از ۱۰ کیلوبار است.

جدول۵- ۱۳- دما فشارسنجی زوج آمفیبول- پلاژیوکلاز و مقدار Ti موجود درآمفیبول حاشیه سیمپلکتیت به روش Holland & Blundy (1994).

sample	SiO_2	Al_2O_3	FeO*	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	XAb	X An	T (C) HB2	P(Kb) HB2	T (C) Ti-hbld
SM-7-5-3	41	19	8	14	0.1	11.4	2.6	0.2	0.4	0.6	783	9.6	549
SM-311-2	37	23	10	15	0.2	14.8	0.2	0.0	0.4	0.6	904	5.9	545

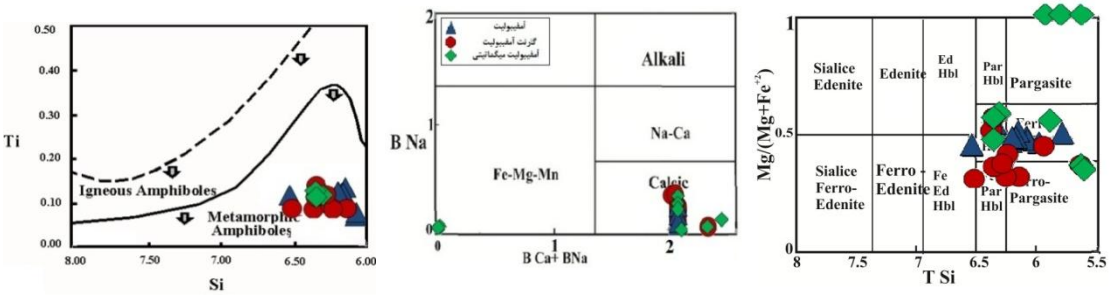
۵-۶-۲- آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌ها

۵-۶-۲-۱- شیمی کانی‌ها

به منظور تعیین ترکیب شیمیایی دقیق کانی‌های اصلی و انجام برآوردهای دما- فشارسنجی متابازیت‌ها، کانی‌های گارنت، آمفیبول و پلاژیوکلاز موجود در نمونه‌های آمفیبولیتی و گارنت آمفیبولیتی منطقه شترکوه مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند تا مقادیر عناصر اصلی سازنده آنها مشخص گردد (جدول ۵-۱۴).

الف- آمفیبول

از آنجایی که آمفیبول در طیف وسیعی از دماها (۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتیگراد) و فشارها (از ۱ تا ۲۳ کیلوبار) پایدار است لذا کانی مناسبی برای دما فشارسنجی محسوب می‌شود (Leake et al., 1997; Stein & Dietl, 2001). از نتایج شیمی این کانی، در تعیین دما و فشار سنگ‌های دگرگونی مجموعه شترکوه استفاده شده است. بر اساس روش Leake et al. (1997) آمفیبول در آمفیبولیت‌ها از نوع فرو تا فری پارگازیت می‌باشد و در بخش‌های تیره آمفیبولیت‌های میگماتیتی، از نوع پارگازیت هستند. این آمفیبول‌ها در گروه آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند و بر اساس نمودار Leake, 1965 در محدوده آمفیبول‌های دگرگونی واقع می‌شوند (شکل ۵- ۲۳).



ج ب الف

شکل ۵- ۲۳- الف و ب) موقعیت آمفیبول‌های موجود در آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی شترکوه در نمودارهای رده‌بندی آمفیبول‌ها ((Leake et al., 1997). ج) در نمودار تمایز آمفیبول‌های دگرگونی از آمفیبول‌های آذرین (Leake, 1965).

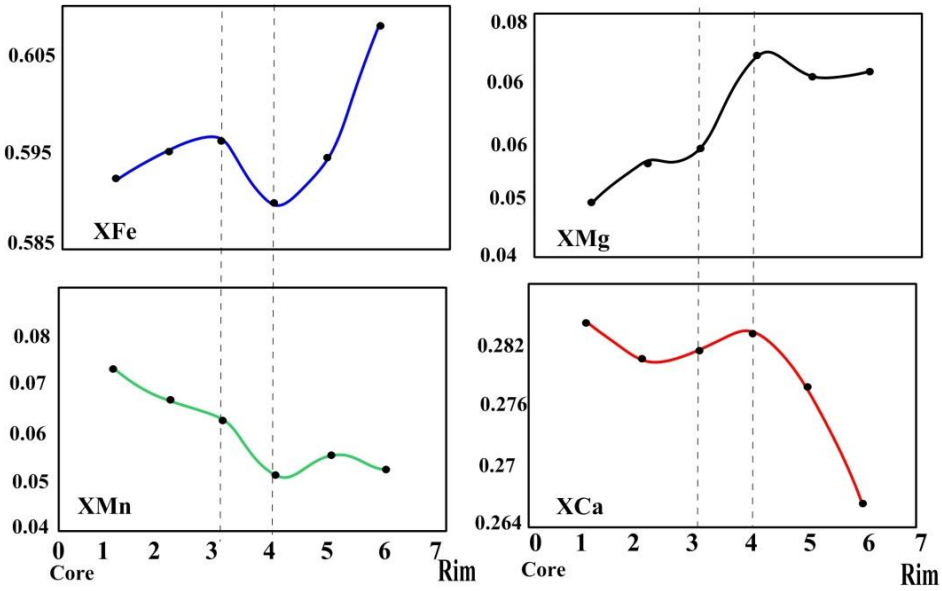
با توجه به نمودار رده‌بندی ترکیبی آمفیبول‌ها (شکل ۵-۲۳- الف)، مقدار سیلیس موجود در واحد فرمولی ادنیت‌ها بیشتر از ۷ می‌باشد، در مقابل مقدار سیلیسیم موجود در پارگازیت‌ها بین ۵/۵ تا ۶/۵ در واحد فرمولی است. در جریان افزایش دما و فشار در دگرگونی متابازیت‌ها ادنیت به پارگازیت تبدل می‌شود. در نتیجه مقدار سیلیس مازاد تشکیل می‌شود که می‌تواند در سنگ خود را به صورت دانه‌های کوارتز نشان دهد. بخشی از این سیلیس‌ها می‌توانند در حاشیه‌های تنش پایین کنار پورفیروبلاست‌های گارنت به صورت سایه فشار تجمع پیدا کرده و متبلور می‌شود. از طرف دیگر پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های دگرگونی دما پایین معمولاً سدیک‌تر بوده و حاوی سیلیس بیشتری است (شکل ۵-۲۵- ب). با افزایش دما و مشارکت کلسیم در ساختار پلاژیوکلازها، مقدار

سیلیس آنها نیز کاهش می‌یابد و در نتیجه از این طریق نیز امکان دارد، مقداری سیلیس آزاد شود و در مجموع در تشکیل کوارتز مشارکت کند.

ب- گارنت

نتایج حاصل از تجریه شیمیایی نقطه‌ای گارنت‌ها نشان می‌دهد که گارنت‌های موجود در آمفیبولیت‌ها از آلماندن غنی بوده و دارای ترکیب میانگین $Alm_{51.7-60.7}$ $Sps_{1-7.3}$ $Prp_{4.9-8.1}$ $Grs_{28-34.5}$ هستند. محاسبه اعضاء نهایی گارنت‌ها با استفاده از نسبت‌های Fe^{+2}/Fe^{+3} که بر اساس توازن بار و استویکیومتری گارنت به روش Droop (1987) تعیین شده، صورت گرفته است. ترکیب گارنت‌ها بر روی نمودار سه‌تایی Alm+Sps, Prp, Grs (شکل ۵-۲۵-الف) نشان می‌دهد که این گارنت از قطب‌های انتهایی آلماندین + اسپسارتین و گروسولار غنی هستند. در واقع ترکیب کلی آنها ۵۵ تا ۷۰ درصد Alm+Sps، کمتر از ۱۰ درصد Prp و ۳۰ درصد Grs می‌باشد. در ضمن مقادیر اسپسارتین کمتر از ۷/۵ درصد است. بنابراین، این گارنت‌ها در درجه اول از آهن و در درجه دوم از کلسیم غنی هستند. منیزیم و منگنز در مراتب بعدی قرار می‌گیرند.

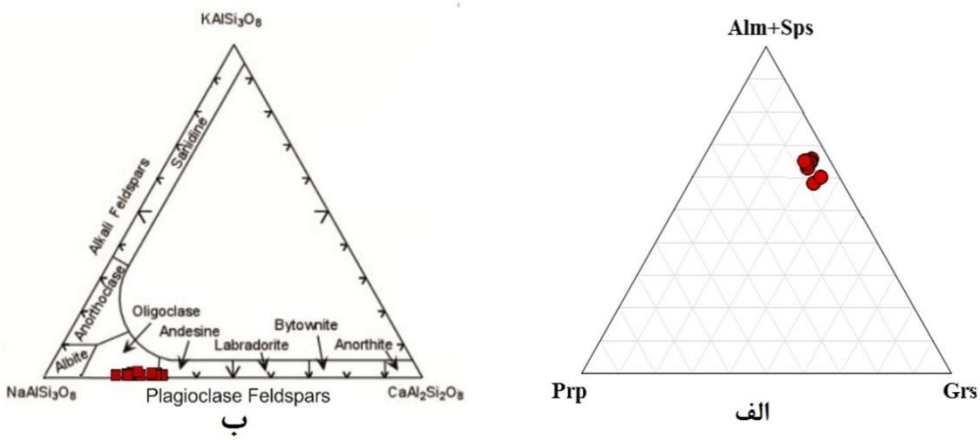
در فشارهای بالا، سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز ($CaAl_2Si_2O_8$) برای تشکیل سازنده گروسولار گارنت ($Ca_3Al_2Si_3O_{12}$)، واکنش می‌دهد. بنابراین، در فشارهای بالا (معمولاً بالاتر از ۵ یا ۶ کیلوبار)، گارنت از نوع آلماندن کلسیک در آمفیبولیت‌ها ظاهر می‌شود (قاسمی، ۱۳۹۵). نمودارهای تغییرات مقادیر X_{Fe}, X_{Mg}, X_{Ca} و X_{Mn} یک نمونه گارنت متعلق به گارنت آمفیبولیت‌ها از هسته به سمت حاشیه (شکل ۵- ۲۴)، نشان می‌دهد که مقادیر X_{Fe} و X_{Mg} روند افزایشی و X_{Ca} و X_{Mn} روند کاهشی دارند. این شواهد با روند افزایش دما و فشار تحمیل شده بر سنگ‌های مورد مطالعه سازگار است. لیکن به علت ایزوتروپ بودن گارنت‌ها، تغییرات مؤلفه‌ها یا عناصر سازنده گارنت‌ها، در مقاطع میکروسکپی آن‌ها قابل انعکاس نیست و در نتیجه در مقاطع نازک ویژگی خاص و قابل ذکری مشاهده نمی‌شود.



شکل ۵- ۲۴- نیمرخ‌های تغییرات ترکیبی در یکی از پورفیروبلاست‌های گارنت متعلق به گارنت آمفیبولیت‌ها.

ج- پلاژیوکلاز

نتایج آنالیز مایکروپروب پلاژیوکلازهای موجود در آمفیبولیت‌ها نشان می‌دهد که آنها دارای ترکیب An_{20-31}, Ab_{69-78} و از نوع الیگوکلاز هستند (شکل ۵- ۲۵- ب).



شکل ۵- ۲۵- الف) نمودار سه‌تایی مجموع اعضاء نهایی Pry-(Alm-Sps)-Grs و موقعیت ترکیبی گارنت‌های متعلق به گارنت آمفیبولیت‌های آنالیز شده بر روی آن. ب) موقعیت ترکیبی پلاژیوکلازهای آنالیز شده متعلق به نمونه‌های آمفیبولیتی مجموعه شترکوه بر روی نمودار سه‌تایی طبقه‌بندی فلدسپارها (Deer et al., 1992).

۵-۶-۲-۲- دما- فشارسنجی

دماسنجی گارنت- آمفیبول مبتنی بر کالیبراسیون Perchuk & Lavrentyeva (1990) مبتنی بر چگونگی توزیع Fe^{+2} و Mg^{+2} بین فازهای فرومنیزین، بر اساس فرمول زیر تخمین زده می‌شود.

$T=3366 - 1444[Na]^{Hb} - 323[Al]^{Hb} + 188[Ca]^{Hb} + [Ca]^{Grt}(728[Ca]^{Grt}-148)/LnK_D + 2.417 - 1.393[Na]^{Hb} - 0.266[Al]^{Hb} + 0.051[Ca]^{Hb}$

$K_D = [X_{Mg}/1 - X_{Mg}]^{Hb} [1-X_{Mg}/X_{Mg}]^{Grt}$, $X_{Mg}^{Grt} = Mg/(Mg + Fe + Mn)$ and $X_{Mg}^{Hb} = Mg/(Mg + Fe + Mn)$

بر اساس این روش محدوده‌های دمایی ۵۹۸ تا ۷۴۸ درجه سانتیگراد برای گارنت آمفیبولیت‌های مورد مطالعه بدست آمده‌است.

در روش Graham & Powell (1984) دماسنجی گارنت-آمفیبول بر مبنای فرمول‌های زیر استوار است.

$$1/4NaCa_2Fe_4Al_3Si_6O_{22}(OH)_2 + 1/3Mg_3AI_2Si_3O_{12} = 1/4NaCa_2Mg_4A1_3Si_6O_{22}(OH)_2 + 1/3Fe_3AI_2Si_3O_{12}$$

ferro-pargasite Pyrope pargasite almandine (۹-۵)

$$K_D = \frac{X_{Alm} \cdot X_{Mg}^{Amp}}{X_{Pyr} \cdot X_{Fe^{2+}}^{Amp}} \qquad T_C = \frac{2880 + 3280 \cdot X_{Grs}}{LnK + 2.426} - 273.15$$

بر مبنای کالیبراسیون Graham & Powell (1984) دمای ۶۴۶ تا ۷۱۴ درجه سانتیگراد برای گارنت آمفیبولیت‌های تخمین زده شد (جدول ۵- ۹).

دما فشارسنجی به روش (Gt-Hb-Plg PT00) بر اساس کالیبراسیون Kohn & Spear (1990) بر اساس واکنش‌های زیر ارائه شده است.

$6CaAl_2Si_2O_8 + 3Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 = 2Ca_3Al_2Si_3O_{12} + Mg_3Al_2Si_3O_{12} + 3Ca_2Mg_4Al_2Si_7O_{22}(OH)_2 + 6SiO_2$ (۱۰-۵)

(Anorthite) (Tremolite) (Grossular) (Pyrope) (Tschemakite) (Quartz)

$6CaAl_2Si_2O_8 + 3Ca_2Fe_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 2Ca_3Al_2Si_3O_{12} + Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 3Ca_2Fe_4Al_2Si_7O_{22}(OH)_2 + 18SiO_2$ (۱۱-۵)

(Anonhite) (Fe-Actinolite) (Grossular) (Almandine) (Fe-Trchemakite) (Quartz)

$$K_{D3}^{Mg} = \frac{a_{Grs}^2 \cdot a_{Pyr} \cdot a_{Ts}^3}{a_{An}^6 \cdot a_{Tr-3}^3} \qquad P_{bar} = \frac{7950 + T_K \cdot \left(29.14 + \left(8.314 \cdot LnK_{D3}^{Mg}\right)\right)}{10.988}$$

$$K_{D3}^{Fe^{2+}} = \frac{a_{Grs}^2 \cdot a_{Alm} \cdot a_{Fe-Ts}^3}{a_{An}^6 \cdot a_{Fe-Tr-3}^3} \qquad P_{bar} = \frac{3532 + 7 T_K \cdot \left(56.09 + \left(8.3144 \cdot LnK_{D3}^{Fe^{2+}}\right)\right)}{11.906}$$

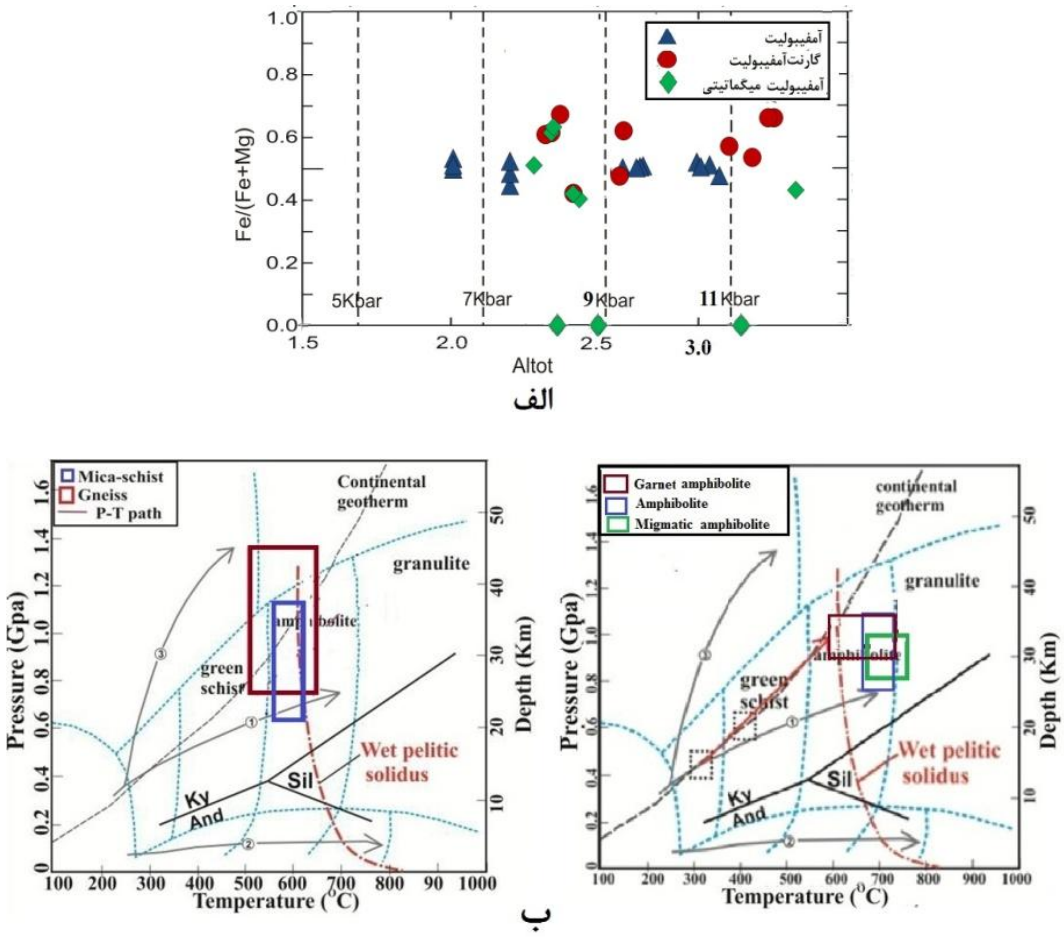
گزیده نتایج دما- فشارسنجی به روش گارنت-آمفیبول- پلاژیوکلاز-کوارتز Leake (1978) و دما - فشارسنجی بر اساس کالیبراسیون‌های Hammarstrom & Zen (1986), Hollister et al. (1987),

Johnson & Rutherford (1989) و Schmidt (1992) و به روش (Gt-Hb-Plg PT00) بر اساس کالیبراسیون Kohn & Spear (1990) و تعیین نوع آمفیبول‌های مورد مطالعه در جدول ۵-۱۱ ارائه شده است. همچنین با استفاده از روش دما و فشارسنجی Anderson (1996)، که با توجه به در نظرگرفتن ترکیب شیمیایی آمفیبول و پلاژیوکلاز انجام می‌شود، دما و فشار تشکیل متابازیت‌ها به ترتیب ۶۴۹ تا ۶۶۲ درجه سانتیگراد و ۷ تا ۱۱ کیلوبار برای آمفیبولیت‌ها؛ ۵۳۵ تا ۶۳۷ درجه سانتیگراد و ۷ تا ۱۱ کیلوبار (به طور میانگین ۹/۵ کیلوبار) برای گارنت آمفیبولیت و ۶۵۷ تا ۷۲۵ درجه سانتیگراد و ۸ تا ۱۰ کیلوبار برای آمفیبولیت‌های میگماتیتی شده برآورد شده است (جدول ۵-۱۲). این مقادیر، با دماها و فشارهای بدست‌آمده از دماسنج‌های قبلی برای متابازیت‌های مورد نظر سازگاری دارد. این روش، می‌تواند بر اساس مقدار Ti موجود در آمفیبول‌ها، فشار تشکیل متابازیت‌ها را محاسبه نماید. به کمک این روش آمفیبولیت‌های مورد مطالعه در طیف دمایی ۵۸۹ تا ۷۳۹ درجه سانتیگراد تشکیل شده‌اند. در نمودار Al_{total} در مقابل X_{Fe^*} آمفیبول (Schmidt, 1992) فشار تشکیل این گروه از متابازیت‌ها در محدوده ۷ تا ۱۲ کیلوبار قرار می‌گیرد (شکل ۵-۲۶- الف).

دماها و فشارهای به دست آمده توسط روش‌های ذکر شده با شرایط رخساره آمفیبولیت تا آمفیبولیت بالایی مطابقت دارند. محدوده‌های دماها و فشارهای بدست آمده برای آمفیبولیت‌های منطقه شترکوه با شرایط تعیین شده برای آمفیبولیت‌های مشابه در منطقه دلبر شامل دماهای ۶۰۰ تا ۶۵۰ درجه سانتیگراد و فشارهای ۸ تا ۱۰ کیلوبار (Balaghi et al., 2014) و همچنین با داده‌های منتشر شده در مورد آمفیبولیت‌های شترکوه (Rahmati Ilkhchi et al., 2010) سازگاری دارد و با روند شیب (گرادیان) زمین‌گرمایی دگرگونی نوع بارووین مطابقت می‌نماید (شکل ۵-۲۶- ب).

با استفاده از دو کالیبراسیون رایج برای زوج آمفیبول- پلاژیوکلاز و گارنت- آمفیبول- پلاژیوکلاز- کوارتز برای تعیین شرایط دما- فشار گارنت آمفیبولیت‌های مجموعه شترکوه مشخص شد که این دماها با دماهای بدست آمده برای گارنت آمفیبولیت‌های مجموعه دلبر (۵۹۲ تا ۶۹۳ درجه

سانتیگراد) (بلاغی، ۱۳۹۳) و آمفیبولیت‌های بندهزارچاه (۵۹۷ تا ۶۳۰ درجه سانتیگراد) (Hosaini et al, 2015؛ حسینی، ۱۳۹۴) مطابقت دارد.



شکل ۵-۲۶- الف) نمودار Al_{total} در مقابل X_{Fe*} آمفیبول (Schmidt, 1992). ب) نمودار P-T (Winter, 2001) برای گارنت آمفیبولیت‌های مورد مطالعه، نمونه‌های میکاشیستی و گارنت‌گنیسی و متابازیتی (کادرهای رنگی) در میدان پایداری کیانیت و مسیر دگرگونی پیشرونده که بر اساس محدوده‌های دما و فشار تعیین شده ترسیم شده است. دما و فشارهای بدست آمده شرایط رخساره آمفیبولیت تا آمفیبولیت بالایی را برای متابازیت‌ها و متاپلیت‌های مجموعه شترکوه نشان می‌دهد.

شرایط دما و فشار تعیین شده برای متابازیت‌ها با شرایط دما و فشارهای تعیین شده برای سنگ‌های متاپلیتی نیز کاملاً سازگاری دارد. نمودارهای دما- فشار ترسیم شده برای آمفیبولیت‌ها، گارنت آمفیبولیت‌ها و آمفیبولیت‌های میگماتیتی نشان می‌دهد شرایط دما فشار استنباط شده برای دگرگونی این سنگ‌ها با میدان پایداری کیانیت در محدوده رخساره آمفیبولیت بالایی مطابقت دارد. با در نظر گرفتن محدوده‌های دما و فشار تعیین شده برای متابازیت‌ها و سنگ‌های متاپلیتی این

مجموعه، می‌توان مسیر دگرگونی ناحیه‌ای دما- فشار متوسط نوع بارووین را در نظر گرفت. دگرگونی مورد نظر در حد دمایی بالای خود، به طور موضعی و محلی، تا مرحله ذوب‌بخشی متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها پیش‌رفته است. مذاب‌های تولید شده اکنون عمدتاً به صورت لوکوسم‌های با ترکیب گرانیتی تا تونالیتی تجلی پیدا کرده‌اند و از مقیاس میکروسکپی، رخنمون‌های سانتیمتری تا دسیمتری و به طور نادر چند صد متر مربع قابل مشاهده و تعقیب هستند. در منطقه شترکوه آثار ذوب‌بخشی متابازیت‌ها به وضوح در مقیاس صحرایی مشاهده می‌شود (به فصل دوم رجوع شود). درجه دگرگونی در گروه ترکیبی متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها به طور یکسان تغییر یافته است به گونه‌ای که می‌توان استنباط کرد، سنگ والد اولیه این سنگ‌ها همزمان با یکدیگر و با درجه دگرگونی یکسان، تحت تأثیر فازهای دگرگونی مشابه قرار گرفته‌اند. تغییرات کانی‌شناسی و بافتی، ظهور پورفیروبلاست‌های درشت گارنت در هر دو گروه ترکیبی و در نهایت نتایج دما- فشارسنجی آنها همگی نشانگر وقوع رخداد دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده از حد رخساره شیست‌سبز تا آمفیبولیت بالایی می‌باشند. این رخداد تا رسیدن به ذوب بخشی و فرایند آناتکسی پیش رفته و به تشکیل گرانیت‌های لوکوکرات با منشاء آناتکسی پوسته‌ای و همچنین مذاب‌های تونالیتی منجر شده است. لازم به ذکر است سنگ‌های متعلق به رخساره شیست سبز در مجموعه دگرگونی شترکوه به علّت تحمل تخریب فیزیکی و نداشتن کانی‌های مناسب برای دما – فشارسنجی در مطالعات مذکور دیده نمی‌شوند ولی بر اساس شواهد صحرایی و میکروسکپی حضور آنها هر چند با وسعت کم، در منطقه شترکوه محرز می‌باشد.

جدول ۵-۱۵ - نتایج دماسنجی زوج گارنت- آمفیبول

	Thermometry (Gt-Hb-T90)									
XMg-Hbl	**0.48**	**0.30**	**0.34**	**0.32**	**0.29**	**0.34**	**0.54**	**0.31**	**0.34**	**0.37**
XMg-Grt	**0.13**	**0.08**	**0.07**	**0.08**	**0.09**	**0.08**	**0.13**	**0.10**	**0.11**	**0.10**
[Al]Hbl	**2.59**	**2.34**	**2.42**	**2.01**	**2.04**	**2.63**	**2.38**	**2.10**	**2.56**	**2.35**
lnKD	**1.83**	**1.61**	**1.91**	**1.65**	**1.44**	**1.81**	**2.07**	**1.38**	**1.44**	**1.63**
T(C°)	**661.6**	**748.2**	**597.8**	**681.1**	**744.6**	**689.2**	**603.3**	**748.4**	**731.3**	**679.0**
	Thermometry (Gt-Hb-T84)					**9.36**	**9.00**	**10.14**	**9.95**	**9.59**
Ratio of hb	**9.23**	**9.22**	**9.20**	**9.79**	**9.93**	**6.16**	**6.39**	**6.47**	**6.34**	**6.28**
Si in hb	**6.37**	**6.51**	**6.28**	**6.54**	**6.58**	**0.04**	**0.11**	**0.16**	**0.14**	**0.12**
Ti in hb	**0.08**	**0.08**	**0.14**	**0.15**	**0.15**	**2.74**	**2.51**	**2.11**	**2.67**	**2.39**
Al in hb	**2.66**	**2.44**	**2.58**	**2.07**	**2.05**	**2.87**	**1.91**	**2.75**	**2.40**	**2.58**
Fe in hb	**1.85**	**2.70**	**2.72**	**2.81**	**2.71**	**0.02**	**0.03**	**0.02**	**0.02**	**0.02**
Mn in hb	**0.02**	**0.00**	**0.02**	**0.02**	**0.02**	**1.31**	**2.14**	**1.41**	**1.41**	**1.60**
Mg in hb	**1.98**	**1.26**	**1.37**	**1.40**	**1.34**	**1.88**	**1.83**	**1.95**	**1.80**	**1.92**
Ca in hb	**1.87**	**1.82**	**1.79**	**1.90**	**1.92**	**0.49**	**0.45**	**0.62**	**0.61**	**0.64**
Na in hb	**0.53**	**0.53**	**0.53**	**0.51**	**0.65**	**0.31**	**0.19**	**0.27**	**0.19**	**0.39**
K in hb	**0.26**	**0.22**	**0.26**	**0.25**	**0.28**	**0.35**	**0.33**	**0.28**	**0.29**	**0.28**
Xgros	**0.33**	**0.35**	**0.29**	**0.29**	**0.29**	**1.66**	**1.86**	**1.41**	**1.47**	**1.61**
lnKD	**1.82**	**1.68**	**1.75**	**1.59**	**1.53**	**710.5**	**654.9**	**714.3**	**714.5**	**672.5**
T (C°)	**664.0**	**705.8**	**646.5**	**684.4**	**696.8**	**710.5**	**654.9**	**714.3**	**714.5**	**672.5**

جدول ۵- ۱۶- دما فشارسنجی زوج آمفیبول - پلاژیوکلاز و مقدار Ti موجود در آمفیبول.

SiO_2	**41.4**	**42.4**	**41.0**	**40.1**	**39.8**	**39.6**	**42.7**	**38.3**	**38.3**	**39.3**
TiO_2	**0.7**	**0.7**	**1.2**	**1.3**	**1.2**	**0.3**	**1.0**	**1.2**	**1.1**	**1.0**
Al_2O_3	**14.7**	**13.5**	**14.3**	**10.8**	**10.5**	**14.9**	**14.2**	**10.6**	**13.7**	**12.7**
FeO*	**14.4**	**21.0**	**21.3**	**20.7**	**19.6**	**22.0**	**15.3**	**19.5**	**17.3**	**19.3**
MgO	**8.7**	**5.5**	**6.0**	**5.8**	**5.4**	**5.7**	**9.6**	**5.6**	**5.7**	**6.7**
MnO	**0.2**	**0.0**	**0.2**	**0.2**	**0.1**	**0.2**	**0.2**	**0.1**	**0.1**	**0.1**
CaO	**11.3**	**11.1**	**10.9**	**10.9**	**10.9**	**11.3**	**11.4**	**10.8**	**10.1**	**11.2**
Na_2O	**1.8**	**1.8**	**1.8**	**1.6**	**2.0**	**1.6**	**1.6**	**1.9**	**1.9**	**2.1**
K_2O	**1.3**	**1.1**	**1.3**	**1.2**	**1.3**	**1.5**	**1.0**	**1.3**	**0.9**	**1.9**
XAb	**0.3**	**0.2**	**0.8**	**0.8**	**0.8**	**0.8**	**0.7**	**0.7**	**0.7**	**0.7**
X An	**0.5**	**0.5**	**0.2**	**0.2**	**0.2**	**0.2**	**0.3**	**0.2**	**0.3**	**0.3**
T (C) HB2	**557.6**	**534.9**	**637.5**	**605.3**	**605.2**	**630.9**	**538.6**	**613.5**	**604.4**	**636.1**
P(Kb) HB2	**11.48**	**9.94**	**10.12**	**7.78**	**7.74**	**11.01**	**10.60**	**8.02**	**11.05**	**9.32**
T (C) Ti-hbld	**650.3**	**649.5**	**721.8**	**735.5**	**731.8**	**589.5**	**684.4**	**739.1**	**715.0**	**690.0**

جدول ۵- ۱۷- نتایج دما فشارسنجی به روش ((Kohn and Spear (1990) Grt-Hb-Pl-Q PT (P90T00) برای نمونه های گارنت آمفیبولیتی.

Sample										
Fe_t in hbl	1.85	2.70	2.72	3.28	3.22	2.87	1.91	3.17	2.40	2.58
Mg in hbl	1.98	1.26	1.37	1.63	1.59	1.31	2.14	1.62	1.41	1.60
Xalm	0.49	0.59	0.58	0.58	0.58	0.59	0.49	0.60	0.57	0.59
Xpyr	0.09	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.09	0.07	0.08	0.07
Xgros	0.33	0.35	0.29	0.29	0.29	0.35	0.33	0.28	0.29	0.28
Xsps	0.09	0.01	0.08	0.07	0.07	0.01	0.09	0.05	0.05	0.06
Xan	0.32	0.21	0.31	0.32	0.34	0.28	0.27	0.31	0.32	0.32
T(GB, ºC)	617.31	620.2	602.23	660.1	677.81	627.5	602.84	711	698.1	635.3
P(GBPQ, ave)	9.84	11.15	9.08	10.72	10.78	10.71	10.33	11.29	9.99	9.43
P(GBPQ, Mg, Kbar)	9.71	11.22	9.00	8.91	8.69	10.76	10.23	9.55	9.92	9.38
P(GBPQ,(Fe, Kbar)	9.96	11.09	9.17	9.14	8.94	10.67	10.43	9.70	10.06	9.48
Amphibole group	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca
(Ca+Na) (B)	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Na (B)	0.13	0.23	0.14	0.05	0.20	0.08	0.18	0.10	0.08	0.18
(Na+K) (A)	0.66	0.56	0.64	0.85	0.60	0.95	0.57	0.65	0.85	0.45
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	0.52	0.37	0.36	0.34	0.37	0.38	0.32	0.33	0.33	0.57
$Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al^{vi})$	0.00	0.33	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27
Amphibole names	ferroan pargasite hornblende						ferro- pargasite hornblende			tschermakitic hornblende
Hammarstrom & Zen 86	9.4	8.9	9.7	6.7	9.5	8.1	8.4	6.5	6.4	8.6
Hollister et al. 87	10.2	9.6	10.5	7.2	10.3	8.7	9.0	6.9	6.8	9.3
Johnson & Rutherford 89	7.8	7.3	8.0	5.5	7.8	6.6	6.9	5.3	5.2	7.1
Schmidt 92	9.6	9.1	9.9	7.0	9.7	8.4	8.6	6.8	6.8	8.8

طبقه‌بندی آمفیبول‌ها به روش Leake (1978) و فشارسنجی آنها بر اساس کالیبراسیون‌های Hemmarstrom & Zen (1986), Hollister et al (1987), Johnson & Rutherford (1989) و Schmidt (1992) صورت گرفته است. نتایج فشارسنجی به روش Barometr (Gt-Hb-Plg PT00) بر اساس کالیبراسیون Kohn and Spear 1990 نیز ارائه شده است. دماسنجی به روش‌های Thermometry (Gt-Hb-T84) و Thermometry (Gt-Hb-T90) به ترتیب کالیبره شده توسط Graham & Powell, (1984) و Perchuk & Lavrent'yeva, (1990) انجام است.

جدول ۵- ۱۸- نتایج دماسنجی زوج آمفیبول- پلاژیوکلاز و تعیین نوع آمفیبول‌ها به روش Leake (1978) برای نمونه‌های آمفیبولیتی.

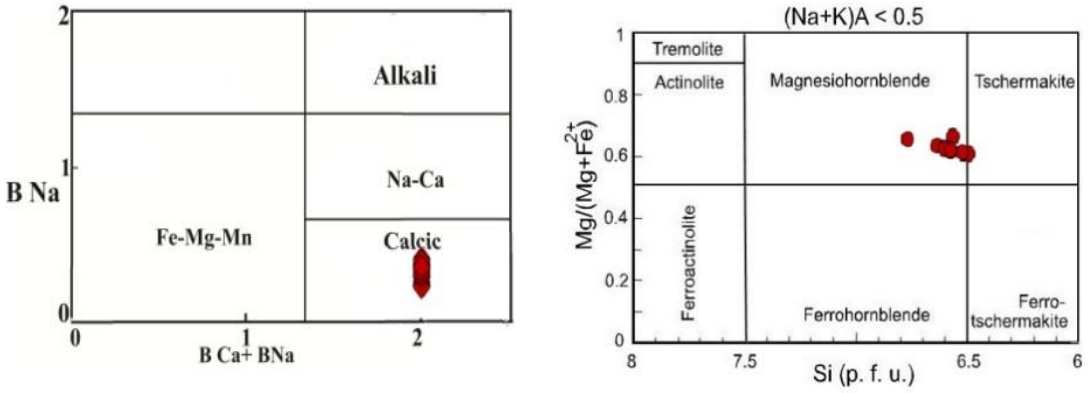
	Amplibolite			Migmatic amphibolite			
				Dark layer	Light layer	Dark layer	Light layer
	SM-74	SM-114	SM-201	SM-1-5-1	SM-1-5-2	SM-56-1	SM-56-2
SiO_2	41.82	40.22	40.53	39.06	40.27	40.86	38.74
TiO_2	0.84	0.56	0.69	1.21	0.77	0.99	1.03
Al_2O_3	12.25	17.05	17.06	10.57	14.60	13.43	16.32
FeO*	19.71	18.85	18.97	19.56	21.65	15.34	16.41
MgO	6.71	7.74	6.98	5.51	5.82	8.96	11.07
MnO	0.07	0.11	0.03	0.15	0.19	0.24	0.19
CaO	11.04	12.27	11.37	10.81	11.09	11.22	3.79
Na_2O	1.78	1.19	1.18	1.97	1.71	1.44	0.53
K_2O	0.97	1.05	1.04	1.30	1.43	0.97	6.63
XAb	0.74	0.77	0.77	0.76	0.79	0.71	0.69
X An	0.25	0.23	0.23	0.23	0.21	0.28	0.30
T (C) HB2	649.84	662.23	657.25	657.77	667.52	660.53	725.09
P(Kb) HB2	7.98	11.30	11.57	7.11	9.66	8.88	10.31
T (C) Ti-hbld	663.82	619.67	638.12	728.74	652.36	684.19	692.49
Amphibole group	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Fe-Mg-Mn
(Ca+Na) (B)	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	0.76
Na (B)	0.16	0.06	0.19	0.06	0.27	0.14	0.15
(Na+K) (A)	0.57	0.47	0.35	0.85	0.48	0.49	1.26
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	0.39	0.50	0.48	0.33	1.00	0.55	1.00
$Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al^{vi})$	0.12	0.41	0.39	0.00	0.88	0.27	0.76
Amphibole names	ferro-edenitic hornblende	tschermakite	ferro-tschermakite	ferro-edenitic hornblende	tschermakite	tschermakitic hornblende	magnesio-gedrite
Hammarstrom & Zen 86	7.40	10.99	11.11	6.55	8.68	8.42	-
Hollister et al. 87	7.93	11.96	12.10	6.98	9.37	9.07	-
Johnson & Rutherford 89	6.06	9.08	9.18	5.35	7.14	6.92	-
Schmidt 92	7.70	11.10	11.22	6.90	8.92	8.67	-

۵-۶-۳- دیوریت

۵-۶-۳-۱- شیمی کانی

الف- آمفیبول

بر اساس روش Leake et al., 1997، آمفیبول‌های متعلق به دیوریت‌ها از نوع منیزیوهورنبلند می‌باشند (جدول ۵-۱۹ و شکل ۵- ۲۷- الف). این آمفیبول‌ها در گروه آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند (شکل ۵- ۲۷- ب).



ب الف

شکل ۵- ۲۷- الف و ب) موقعیت آمفیبول‌های موجود در دیوریت‌های مجموعه دگرگونی شترکوه در نمودارهای رده‌بندی آمفیبول‌ها (Leake et al., 1997).

ب- پلاژیوکلاز

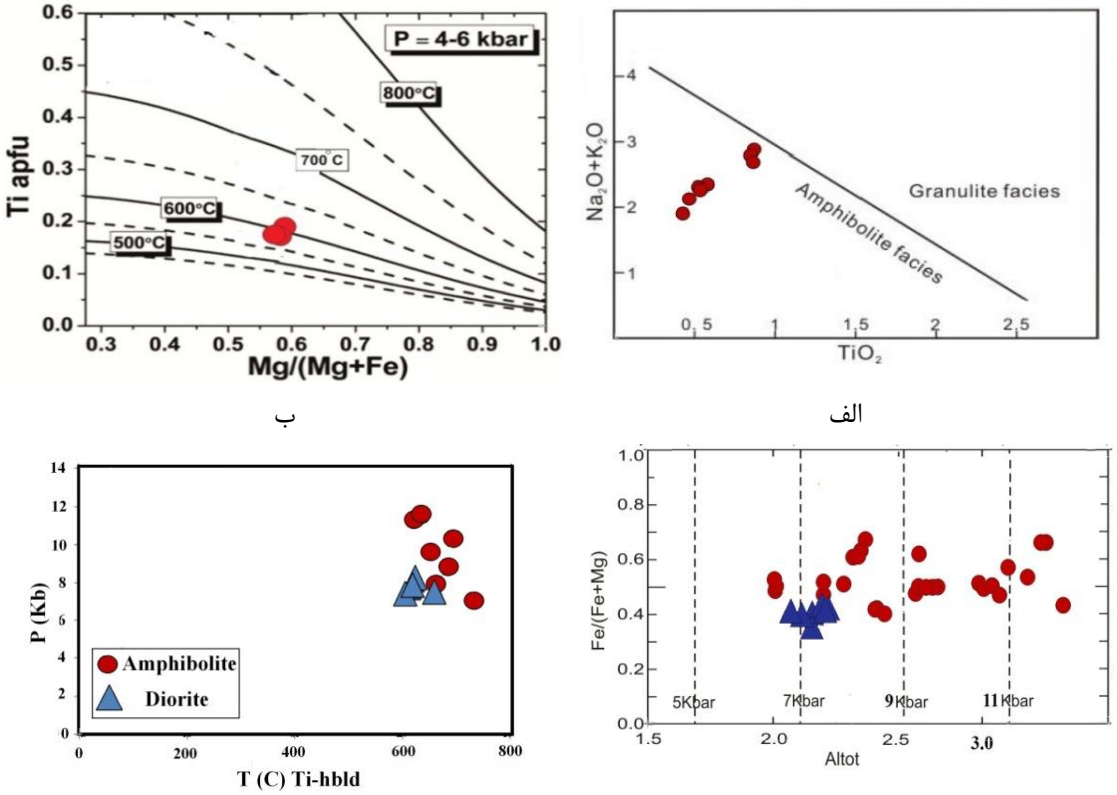
پلاژیوکلازهای موجود در دیوریت‌ها از نوع الیگوکلاز و دارای ترکیب $An_{26-30}Ab_{69-72}$ می‌باشند (شکل ۵- ۱۸- الف). از نتایج آنالیز این کانی به همراه نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی آمفیبول در این سنگ‌ها برای مطالعات دما- فشارسنجی نیز استفاده شده است.

ج- بیوتیت

بر اساس نتایج حاصل از آنالیز شیمی EPMA، بیوتیت‌های موجود در دیوریت‌ها در نمودار رده‌بندی میکاها (Deer et al., 1992) در محدوده ترکیبی بین آنیت و سیدروفیلیت قرار می‌گیرند. نمودار تغییرات Al^{IV} در مقابل Fe/(Fe+Mg) (Deer et al., 1986) نیز نشان می‌دهد که بیوتیت‌ها از نوع بیوتیت‌های غنی از آهن هستند (۵- ۱۸- ب).

۵-۶-۳-۲- دما- فشارسنجی در دیوریت‌ها

با استفاده از روش دما- فشارسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز می‌توان دما و فشار تشکیل دیوریت‌ها را تخمین زد (Anderson, 1996). نمودار Na_2O+K_2O در برابر TiO_2 (Zakrutkin & Grigorenko, 1968) نشان می‌دهد که دیوریت‌های مطالعه شده نیز همراه سنگ‌های میزبان تا حد رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند و در نتیجه در قلمرو رخساره آمفیبولیت واقع می‌شوند (شکل۵- ۲۸- الف).



ب الف

د ج

شکل ۵- ۲۸- الف) نمودار Na_2O+K_2O در برابر TiO_2 جهت تفکیک رخساره آمفیبولیت و گرانولیت (Zakrutkin & Grigorenko, 1968)، ب) نمودار Ti در مقابل Mg # (Henry et al., 2005) جهت تخمین دمای تشکیل بیوتیت‌های آنالیز شده متعلق به دیوریت‌ها، ج) نمودار Al_{tot} در برابر Fe/(Fe+Mg) جهت تعیین فشار حاکم بر محیط تشکیل آمفیبول‌های موجود در دیوریت‌های منطقه شترکوه (Schmidt, 1992)، د) نمودار فشار تشکیل آمفیبول در برابر مقدار Ti موجود در هورنبلندها.

جدول ۵-۲۰ - نتایج دما فشارسنجی زوج آمفیبول (هورنبلند سبز) - پلاژیوکلاز و مقدار Ti موجود در آمفیبول (هورنبلند سبز).

	SM-311-1	SM-311-1	SM-311-1	SM-311-1	SM-462-1	SM-462-1
SiO_2	44.54	45.38	45.13	44.95	44.20	44.19
TiO_2	0.57	0.46	0.52	0.53	0.87	0.84
Al_2O_3	12.66	12.27	12.54	12.55	12.64	12.60
FeO*	13.97	13.79	13.84	13.47	14.88	14.60
MgO	10.87	11.33	11.24	11.60	10.70	10.64
MnO	0.21	0.24	0.20	0.23	0.33	0.29
CaO	11.82	12.02	12.05	11.83	11.57	11.35
Na_2O	1.21	1.11	1.23	1.19	1.66	1.68
K_2O	1.14	1.03	1.09	1.09	1.23	1.12
XAb	0.88	0.88	0.93	0.93	0.73	0.71
X An	0.07	0.07	0.06	0.06	0.26	0.29
T (C) HB2	522	509	501	508	658	660
P(Kb) HB2	8.1	7.5	7.7	7.8	7.6	7.6
T (C) Ti-hbld	621	605	614	615	660	657
نتایج دما فشارسنجی به روش (Kohn & Spear (1990)) Grt-Hb-Pl-Q PT (P90T00)						
Sample	0.129	0.115	0.110	0.147	0.177	0.204
Amphibole group	0.434	0.392	0.443	0.392	0.527	0.487
(Ca+Na) (B)	0.610	0.628	0.618	0.657	0.601	0.606
Na (B)	0.202	0.227	0.186	0.310	0.282	0.281
(Na+K) (A)	0.129	0.115	0.110	0.147	0.177	0.204
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	0.434	0.392	0.443	0.392	0.527	0.487
$Fe3/(Fe^{3+}+Al^{vi})$	0.129	0.115	0.110	0.147	0.177	0.204
Amphibole names	magnesio-hornblende					
Hammarstrom & Zen 86	7.17	6.72	6.96	6.95	7.10	7.11
Hollister et al. 87	7.67	7.17	7.44	7.43	7.59	7.60
Johnson & Rutherford 89	5.86	5.49	5.69	5.68	5.80	5.81
Schmidt 92	7.48	7.06	7.29	7.28	7.41	7.42
طبقه‌بندی آمفیبول‌ها به روش Leake (1978) و فشارسنجی آنها بر اساس کالیبراسیون‌های: Hemmarstrom & Zen (1986), Hollister et al (1987), Johnson & Rutherford (1989) و Schmidt (1992)						

با استفاده از روش دما و فشارسنجی Anderson (1996)، با در نظرگرفتن ترکیب شیمیایی آمفیبول و پلاژیوکلاز دما و فشار تشکیل دیوریت‌ها ۵۰۱ تا ۶۶۰ درجه سانتیگراد و ۷ تا ۸ کیلوبار برآورد شده است (جدول ۵-۲۰). همچنین بر اساس مقدار Ti موجود در آمفیبول‌ها، فشار تشکیل دیوریت‌ها را می‌توان محاسبه کرد. به کمک این روش دیوریت‌های مورد مطالعه در طیف دمایی ۶۰۵ تا ۶۶۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده‌اند. در نمودار Al_{total} در مقابل X_{Fe^*} آمفیبول (Schmidt, 1992) فشار تشکیل این گروه از متابازیت‌ها در محدوده ۷ تا ۸ کیلوبار قرار می‌گیرد (شکل ۵-۲۸- ج).

با توجه به این دماها لازم به ذکر است که داده‌های کمتر از دماهای متعارف تشکیل ماگمای دیوریتی، بیانگر دمای توقف تبادل و ایجاد تعادل بین کانی‌های سازنده دیوریت‌ها است و دمای تشکیل آنها را

نشان نمی‌دهد. برای مقایسه بین آمفیبول‌های دیوریت‌ها و آمفیبولیت‌ها از نمودارهای شکل ۵- ۲۸- د استفاده شد. بر اساس این نمودارها آمفیبولیت‌ها در فشار بالاتر از دیوریت‌ها تشکیل شده‌اند. آمفیبول‌های موجود در این دیوریت‌ها، از نوع منیزیو هورنبلند هستند و بر اساس کل نتایج حاصل از دما- فشارسنجی، محدوده فشاری پیرامون ۶-۱۰ کیلوبار را نشان می‌دهند.

۵-۷- دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی

دسته دایک‌ها نقش مهمی در فهم بسیاری از مسائل زمین‌شناسی دارند و عنصری کلیدی برای درک فرایندهای ژئودینامیکی محسوب می‌شوند (Srivastava, 2011). در بیشتر مجموعه‌های دگرگونی - آذرین نئوپروتروزوئیک پایانی جنوب و جنوب‌شرق شاهرود، مانند بندهزارچاه، دوچاه، دلبر، سفید سنگ و رضا آباد، دایک‌های دیابازی به صورت دسته دایک به فراوانی مشاهده می‌شوند. دسته دایک‌ها در این مناطق متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های نئوپروتروزوئیک پایانی و اسلیت، فیلیت، متاسندستون و متاکنگلومراهای ژوراسیک زیرین را قطع کرده‌اند. لازم به ذکر است سنگ‌های جوان‌تر از قبیل آهک‌های کرتاسه زیرین (نئوکومین) و سنگ‌های آتشفشانی رسوبی ائوسن توسط این دسته دایک‌ها قطع نشده‌اند (حسینی، ۱۳۹۴). باید یادآوری کرد که در حقیقت کنگلومراها، ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های تریاس پسین- ژوراسیک پیشین دگرگونی درجه پایینی در حد رخساره شیست سبز را متحمل شده‌اند و به اسلیت، فیلیت، متاسندستون و متاکنگلومرا تحول پیدا کرده‌اند. بر اساس نتایج تعیین سن به روش U-Pb بر روی آپاتیت‌های موجود در این دایک‌ها، سن ۳۵±۱۵۲ میلیون سال برای این دایک‌ها گزارش شده است (Balaghi et al., 2014) که با سن استنباط شده از جایگاه چینه‌شناسی این مجموعه مطابقت می‌کند. این سنگ‌ها با بافت‌های آذرین عمدتاً از پلاژیوکلاز، پیروکسن و گاه بیوتیت تشکیل شده‌اند (ویس‌کرمی و همکاران، در دست چاپ). همچنین تعیین‌سن‌های جدیدتری که به روش U-Pb بر روی زیرکن‌های گابرودیوریت‌های مجموعه ماجراد صورت گرفته، سن‌های ۴/۳ ± ۱۶۷، ۱/۷ ± ۱۶۷/۲ و ۲ ± ۱۶۵ میلیون‌سال را برای این سنگ‌ها

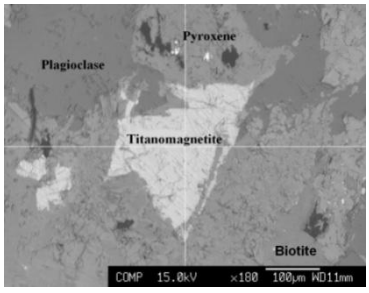
مشخص می‌سازد. همچنین برای گابرودیوریت‌های قطع کننده مجموعه پی‌سنگی دگرگونی- آذرین جندق، با روش U-Pb بر روی زیرکن، سن‌های ۲۱۲ تا ۲۲۲ میلیون سال پیش گزارش شده است (بلوچی و همکاران، دردست چاپ). با توجه به نتایج سن‌سنجی‌های جدید می‌توان استنباط کرد که این فعالیت‌های آذرین از اواخر تریاس آغاز شده و تا ژوراسیک میانی ادامه داشته است. به عبارتی نوعی جوان‌شدگی به سمت شمال را نشان می‌دهند. این فعالیت‌های ماگمایی در دامنه جنوبی البرز از قزوین تا شاهرود در نقاط مختلف نیز مشاهده شده‌اند (جمشیدی، ۱۳۸۹؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰ و ۱۳۹۲).

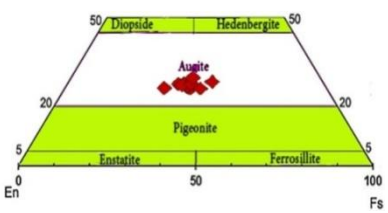
۵-۷-۱- شیمی کانی‌ها

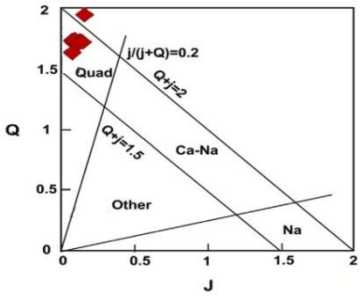
به منظور تعیین ترکیب شیمیایی دقیق کانی‌های اصلی و انجام برآوردهای دما- فشارسنجی بر روی دایک‌های دیابازی، کانی‌های پیروکسن، بیوتیت، پلاژیوکلاز و تیتانومگنتیت (کانی اوپک) موجود در آنها، برای عناصر اصلی مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت. نتایج آنالیز مایکروپروب بدست آمده از آنالیز تعدادی از کانی‌ها در جدول‌های ۵- ۲۱ آورده شده است.

الف- پیروکسن

کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها عمدتاً شامل پلاژیوکلاز و پیروکسن می‌باشند (شکل۵- ۲۹). بر اساس نتایج آنالیز نقطه‌ای صورت گرفته، پیروکسن‌ها در ساختار فرمولی خود دارای En=37.3-47.3, Wo= 36.7-44.4, Si=1.82-1.99, Fs=11.8-21.2 هستند.







الف ب ج

شکل ۵- ۲۹- الف) تصویر Backscattered از کانی‌های موجود در دایک دیابازی، ب) ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن-های آنالیز شده بر اساس رده بندی Morimotro et al. (1988). ج) ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های آنالیز شده بر روی نمودار Q-J (Morimoto el at.,1988). برای توضیحات بیشتر به متن مراجعه کنید.

ترکیب کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی طبق نمودار مثلثی En-Wo-Fs (Morimoto el at.,1988) از نوع اوژیت می‌باشند (شکل۵- ۲۹- الف). در نمودار Q-J (Morimoto el at.,1988) پیروکسن‌های مورد نظر در محدوده پیروکسن‌های نوع Fe-Mg-Ca- Na قرار می‌گیرند (شکل۵- ۲۹- ب) و به عبارت دیگر از نوع کلسیک می‌باشند. این پیروکسن‌ها دارای مقدار Na کمی هستند و در نزدیکی محور y قرار می‌گیرند.

ب- پلاژیوکلاز

یکی از رایجترین فنوکریست‌ها در سنگ‌های بازالتی، پلاژیوکلاز می‌باشد. این کانی در طیف وسیعی از دما، فشار و مقدار آب متبلور می‌گردد. با افزایش دما و مقدار آب، مقدار غلظت آنورتیت در پلاژیوکلاز افزایش می‌یابد (Marsh et al., 1990) و با افزایش فشار مقدار پلاژیوکلاز آلبیتی بیشتر می‌گردد (Panjasawatwong et al. 1995). نتایج آنالیز مایکروپروب پلاژیوکلازهای دایک‌های دیابازی در جدول ۵- ۲۰ آورده شده است. نتایج آنالیز مایکروپروب پلاژیوکلازها نشان می‌دهد که آنها دارای ترکیب An_{31-49} Ab_{49-67} و از نوع آندزین هستند (شکل ۵- ۳۰- الف).

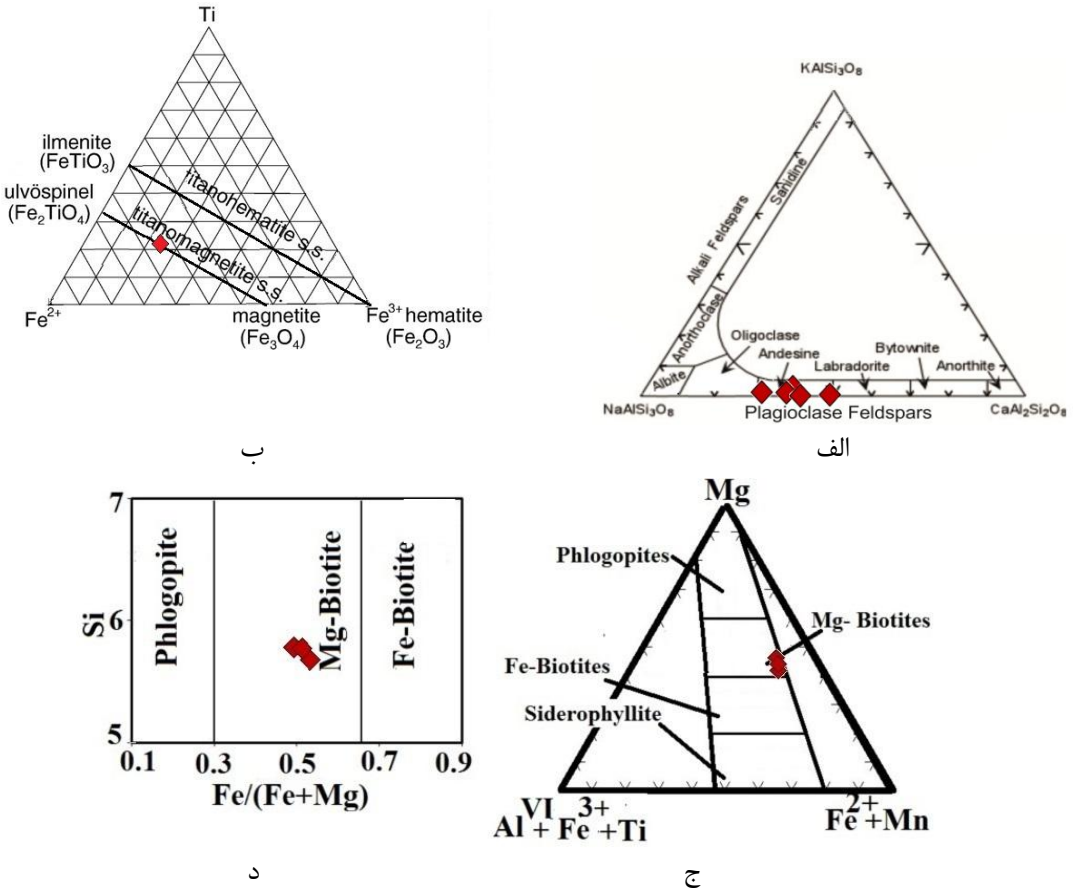
ج- بیوتیت

نتایج آنالیز مایکروپروب بیوتیت‌های موجود در دایک‌های دیابازی تریاس- ژوراسیک بر اساس فرمول ساختاری آنها نشان می‌دهد که در نمودار مثلثی $Mg-(Al^{VI}+Fe^{2+}+Ti)-(Fe^{2+}+Mn)$ (Foster, 1960) و نمودار تغییرات Si در مقابل $Fe/(Fe+Mg)$ (Foster, 1960) از نوع بیوتیت‌های غنی از منیزیم هستند.

د- تیتانومگنتیت

کانی‌های اپک به‌عنوان کانی فرعی در دایک‌های دیابازی تریاس- ژوراسیک یافت می‌شوند و برای تعیین ترکیب شیمیایی آن‌ها آنالیز نقطه‌ای بر روی آن‌ها انجام شد (جدول ۵-۲۰). ترکیب شیمیایی این کانی‌ها در نمودار طبقه‌بندی $Fe_2O_3–TiO_2–FeO$ (Bacon & Hirschmann, 1988) در محدوده تیتانومگنتیت واقع می‌شود (شکل ۵-۳- ب). تیتانومگنتیت با بافت‌های اسکلتی به عنوان اکسید آهن

و تیتانیم‌دار، در این سنگ‌ها یافت می‌شود. این کانی بر حسب درصد وزنی دارای TiO_2=22.2, FeO= 70.43 و MnO= 1.01 می‌باشد.



شکل ۵- ۳۰- الف) موقعیت ترکیبی پلاژیوکلازهای آنالیز شده بر روی نمودار سه‌تایی طبقه‌بندی فلدسپارها (Deer et al., 1992). این نمودار نشان می‌دهد پلاژیوکلازهای مورد مطالعه دارای ترکیب آندزینی هستند. ب) نمودار طبقه‌بندی سه‌تایی Fe_2O_3–TiO_2–FeO (Bacon & Hirschmann, 1988) برای نمایش ترکیبات اکسیدهای مختلف آهن - تیتان در نمونه‌های مورد مطالعه، ج و د) نمودار مثلثی Mg-(Al^{VI}+Fe^{2+}+Ti)-(Fe^{2+}+Mn) و نمودار Si در برابر Fe/(Fe+Mg) نشان‌دهنده ترکیب بیوتیت‌های آنالیز شده (Foster, 1960).

۵-۷-۲- دما- فشارسنجی

بیشتر دایک‌های بازیک، دارای مجموعه کانی‌شناسی ساده‌ای هستند و حاوی پیروکسن، پلاژیوکلاز و کانی‌های اوپک هستند.

۵-۷-۲-۱- پیروکسن

با استفاده از روش ترموبارومتری کلینوپیروکسن Putirka et al., (1996, 2003, 2008) و روش ترموبارومتری Soesso (1997) نسبت به محاسبه شرایط دما و فشار محل تشکیل دایک‌ها اقدام

گردید. میانگین دمای محاسبه شده از روش ترموبارومتری کلینوپیروکسن Putirka et al., (1996, 2003, 2008) بین ۱۱۹۵ تا ۱۱۱۵درجه سانتی‌گراد و میانگین فشار محاسبه شده از همین روش بین ۷/۹ تا ۵ کیلوبار می‌باشد (جدول ۵- ۲۲).

جدول ۵-۲۲- نتایج ژئوترمومتری محاسبه شده از روش ترموبارومتری کلینوپیروکسن Putirka et al., (1996, 2003, 2008)

	Putirka et al., (1996)		Putirka et al., (2003)		Putirka (2008)		Barometers (and thermometer) based on Cpx compositions only	
	T(C)	P(kbar)	T(C)	P(kbar)	T(C)	P(kbar)	T(C)	P(kbar)
1	1222.2	6.7	1208.6	9.1	1166.6	6.1	1094.2	10.5
2	1193.8	6.2	1196.9	7.5	1176.6	4.6	1167.3	6.4
3	1140.1	-0.5	1155.7	2.4	1102.6	0.3	1048.7	3.8
4	1233.9	10.8	1228.7	11.0	1218.7	8.6	1214.2	9.5
5	1199.0	6.6	1198.1	7.8	1160.0	5.7	1136.4	6.0
6	1170.6	3.2	1178.3	5.3	1135.6	3.2	1077.3	6.6
7	1160.6	2.0	1171.0	4.4	1126.8	2.1	1087.0	5.2
8	1159.2	1.9	1171.4	4.3	1133.9	1.8	1101.9	5.5
9	1208.9	7.7	1206.0	8.7	1169.7	6.7	1136.6	7.4
10	1192.5	5.8	1193.9	7.2	1154.7	5.3	1104.4	7.1
11	1234.1	10.9	1225.5	11.1	1211.4	8.9	1152.3	12.4
12	1218.0	8.6	1217.6	9.4	1188.0	8.0	1056.7	16.0
13	1182.6	4.7	1187.1	6.4	1148.8	4.1	1124.3	5.7
Average	1193.5	5.7	1195.3	7.3	1161.0	5.0	1115.5	7.9

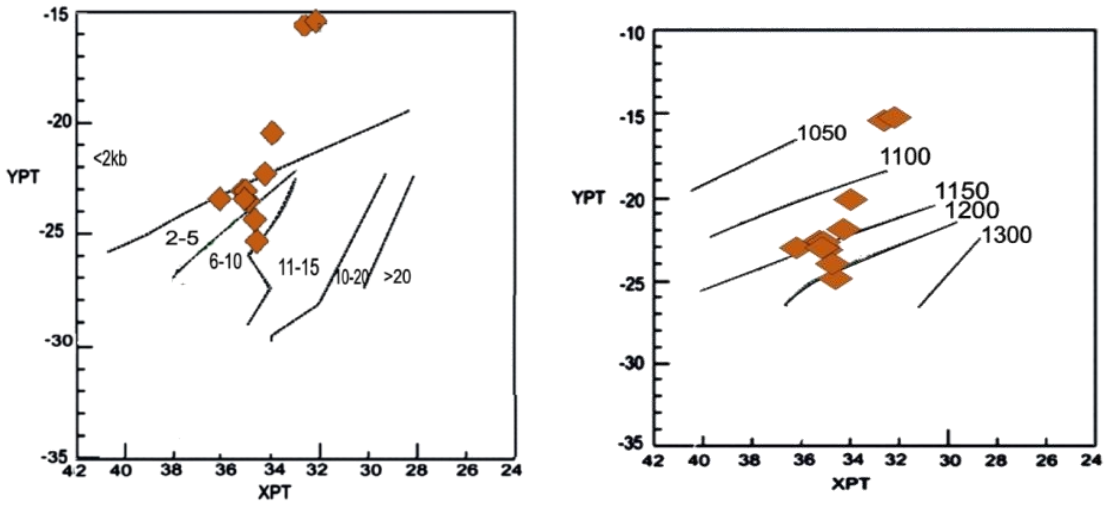
تغییرات قابل توجه فشار، با تشکیل برخی از پیروکسن‌ها در ترازهای جایگیری مختلف ماگمای سازنده این دایک‌ها قابل توجیه است. فنوکریست‌ها معمولاً در اعماق بیشتر و به تبع در دما و فشار بیشتر متبلور می‌شوند و تعدادی از پیروکسن‌ها نیز در طی صعود ماگما و جایگیری نهایی آن متبلور شده‌اند و در دما و فشار کمتر متبلور شده‌اند، لذا تغییرات دامنه نتایج دما و فشار به دست آمده امری معمول و منطقی است.

بر مبنای نمودار YPT در برابرXPT، می‌توان دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها را در سنگ‌ها تعیین کرد (Soesoo, 1997). XPT و YPT بر اساس روابط زیر محاسبه می شوند :

$XPT= 0/446\ SiO_2+ 0/187\ TiO_2- 0/404\ Al_2O_3+ 0/346\ FeO- 0/052\ MnO + 0/309\ MgO+ 0/446\ CaO- 0/446\ Na_2O$

$YPT= - 0/369\ SiO_2+ 0/535\ TiO_2- 0/317\ Al_2O_3+ 0/232\ FeO+ 0/235\ MnO – 0.516\ MgO – 0/167\ CaO – 0/153\ Na_2O$

دما و فشار محاسبه شده با روش Soesso (1997)، نشان می‌دهد که کلینوپیروکسن‌ها در دماهای ۱۲۳۵ تا ۱۰۵۰ درجه سانتی‌گراد و بین ۲ تا ۱۰ کیلوبار فشار تشکیل شده‌اند (شکل۵- ۳۱). به‌ندرت فشارهای کمتر از ۲ کیلوبار نیز مشاهده می‌شود. رستمی (۱۳۹۶) و رستمی و همکاران (۱۳۹۶) نیز در مورد دسته دایک‌های دیابازی غرب رضاآباد به نتایج تقریباً مشابهی دست یافته‌اند.



ب الف

شکل ۵- ۳۱– نمودار تعیین دما و فشار کلینوپیروکسن‌های با استفاده از روش (Soesoo, 1997) دمای تشکیل اغلب کلینوپیروکسن سنگ‌های دایک‌های ژوراسیک میانی بین ۱۲۳۵ تا ۱۰۵۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.

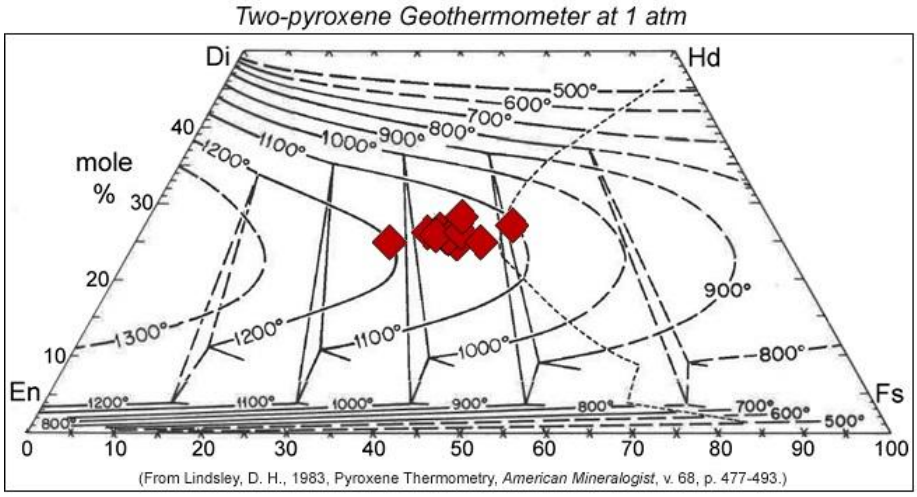
بر اساس درصد مولکولی ولاستونیت- انستاتیت- فروسیلیت ترمومتر ترسیمی توسط Lindsley (1983) معرفی شده است که برای دماسنجی کلینوپیروکسن‌ها کاربرد گسترده‌ای دارد. بر این اساس، دماسنجی سنگ‌های مورد مطالعه، نشان می‌دهد که دمای تبلور کلینوپیروکسن‌ها در حدود ۱۲۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد بوده است. نکته قابل توجه از این محاسبات ژئوترمومتری آن است که نتایج حاصل از روش‌های متفاوت، تقریباً مشابه یکدیگر بوده و بر صحت نتایج تأکید می‌کند (شکل ۵- ۳۲). ترکیب کلینوپیروکسن‌ها نسبت به تغییر دما حساس است و بر این اساس می‌توان از روی فراوانی کاتیون‌های Fe، Mg و Ca در ترکیب کلینوپیروکسن‌ها به ارزیابی دمای تبلور آنها مبادرت ورزید (Kretz, 1994; Bertrand & Mercier, 1985 ; Lindsley, 1983). بر اساس مطالعات Kretz (1994) دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها از رابطه زیر قابل ارزیابی است.

$$T(^{oc}) = 1000 / 0.54 + 0.608X_{cpx} – 0.304Ln(1\text{-}2[ca]_{cpx}) - 273$$

$$X_{cpx} = [Fe2+ / (Fe2+ + Mg)]_{cpx}$$

$$[Ca] = Ca / Ca + Mg + Fe^{2+}$$

همانطور که ملاحظه می‌شود اکثر کلینوپیروکسن‌ها در دماهای بین ۱۱۲۹ تا ۱۲۲۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده‌اند (جدول ۵- ۲۳).



شکل ۵-۳۲- تعیین دمای تشکیل پیروکسن‌های مورد مطالعه با استفاده از ترمومتر تک پیروکسن (Lindsley,1983).

جدول ۵- ۲۳- نتایج ژئوترمومتری کلینوپیروکسن‌های دایک‌های ژوراسیک به روش Kretz,1994.

FeO	**15.99**	**15.24**	**14.235**	**14.8**	**15.71**	**15.85**	**17.11**	**16.5**	**17.58**	**20.98**	**15.08**	**26.81**
MgO	**12.72**	**12.77**	**14.846**	**13.2**	**12.67**	**12.9**	**12.32**	**12.73**	**11.453**	**10.33**	**9.869**	**9.053**
CaO	**11.98**	**12.37**	**11.638**	**12.19**	**11.88**	**11.97**	**11.58**	**11.79**	**11.64**	**10.43**	**12.47**	**10.28**
Ca	**0.214**	**0.221**	**0.208**	**0.217**	**0.212**	**0.213**	**0.207**	**0.21**	**0.208**	**0.186**	**0.222**	**0.183**
Mg	**0.316**	**0.317**	**0.368**	**0.328**	**0.314**	**0.32**	**0.306**	**0.316**	**0.284**	**0.256**	**0.245**	**0.225**
Fe	**0.223**	**0.212**	**0.198**	**0.207**	**0.219**	**0.221**	**0.238**	**0.229**	**0.245**	**0.292**	**0.21**	**0.373**
X_{Cpx}	**0.413**	**0.401**	**0.35**	**0.387**	**0.41**	**0.408**	**0.438**	**0.421**	**0.463**	**0.532**	**0.461**	**0.624**
[Ca]	**0.284**	**0.294**	**0.268**	**0.289**	**0.285**	**0.283**	**0.275**	**0.278**	**0.282**	**0.253**	**0.328**	**0.235**
T	**1212**	**1206**	**1268**	**1220**	**1214**	**1217**	**1210**	**1216**	**1189**	**1184**	**1129**	**1156**

Nimis & Taylor (2000) از یک ترکیب تجربی برای کالیبره کردن ژئوترمومتر تک کانی کلینوپیروکسن برای دماهای ۸۱۳ تا ۱۱۳۳ درجه سانتیگراد و فشار ۳ تا ۶۳ کیلوبار استفاده نموده‌اند. نتایج حاصل از دماسنجی کلینوپیروکسن‌ها در جدول ۵- ۲۴ آورده شده است. دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها در فشارهای ۶ تا ۱۰ کیلوبار، به طور میانگین ۱۱۵۲ درجه سانتیگراد برآورد می‌شود. فرمول استفاده در این روش چنین است:

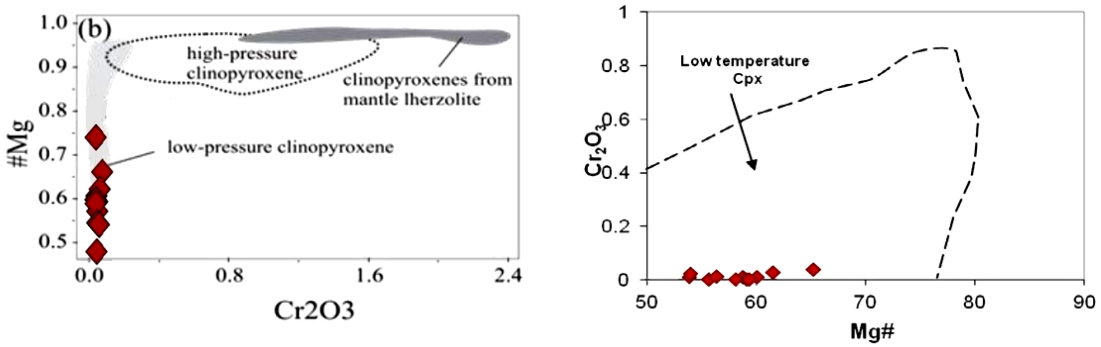
$$T(K) = 23166 + 39.28 .P(Kbar) / 13.25+15.35.Ti+4.50.Fe-1.55.(Al+Cr-Na-Ka)+(Ln\ a_{en}^{cpx})2$$

$$a_{en}^{cpx} = (1-Ca-Na-K).1-1/2(Al+Cr+Na+K))$$

جدول ۵- ۲۴- نتایج حاصل از دماسنجی کلینوپیروکسن‌ها به روش Nimis & Taylor, 2000

P(Kbar)	Ti	Fe	Al	Cr	Na	Ca	K	a_{en}^{cpx}	T(K)	T('C)
8.00	0.01	0.28	0.38	0.00	0.51	0.21	0.00	0.15	1279.95	1006.95
8.00	0.04	0.52	0.18	0.00	0.04	0.22	0.01	0.64	1454.63	1181.63
8.00	0.04	0.49	0.20	0.00	0.05	0.21	0.01	0.65	1469.25	1196.25
8.00	0.04	0.44	0.24	0.00	0.05	0.22	0.01	0.61	1490.02	1217.02
8.00	0.02	0.48	0.21	0.00	0.05	0.21	0.01	0.64	1502.60	1229.60
8.00	0.03	0.51	0.18	0.00	0.04	0.21	0.01	0.65	1472.27	1199.27
8.00	0.03	0.52	0.13	0.00	0.03	0.21	0.00	0.69	1469.01	1196.01
8.00	0.01	0.56	0.18	0.00	0.06	0.21	0.01	0.63	1477.35	1204.35
8.00	0.01	0.53	0.19	0.00	0.04	0.21	0.02	0.64	1484.95	1211.95
8.00	0.01	0.58	0.22	0.00	0.06	0.19	0.01	0.63	1473.11	1200.11
8.00	0.17	0.69	0.26	0.00	0.07	0.22	0.01	0.57	1243.06	970.06
8.00	0.07	0.52	0.16	0.00	0.03	0.18	0.01	0.69	1412.90	1139.90
8.00	0.01	0.90	0.29	0.00	0.07	0.44	0.02	0.38	1301.39	1028.39

بر اساس نمودار #Mg در برابر Cr_2O_3 (Elthon, 1987) و نمودار Ti در مقابل Na+Ca (Leterrier et al., 1982)، کلینوپیروکسن‌ها در محدود کلینوپیروکسن‌های کم فشار و کم دما قرار می‌گیرند (شکل ۵- ۳۳).



ب الف

شکل ۵- ۳۳– الف) نمودار #Mg در برابر Cr_2O_3 برای کلینوپیروکسن‌ها (Elthon, 1987). ب) نمودار Ti در مقابل Na+Ca، کلینوپیروکسن‌ها در این نمودار در محدود کلینوپیروکسن‌های کم فشار قرار می‌گیرند (Leterrier et al., 1982). (برگرفته از Aydin, 2003)

۵-۷-۲-۲- پلاژیوکلاز

با استفاده از دما- فشارسنجی به روش Putirka (2008) بر روی پلاژیوکلاز، می‌توان شرایط دما و فشار تشکیل سنگ دربرگیرنده آنها را تعیین کرد. این روش بر اساس فرمول زیر محاسبه می‌شود.

$$\frac{10^4}{T(\mathrm{K})} = 6.12 + 0.257\ln\left(\frac{X_{An}^{pl}}{X_{\mathrm{CaO}}^{liq}\left(X_{\mathrm{AlO}_{1.5}}^{liq}\right)^2\left(X_{\mathrm{SiO}_2}^{liq}\right)^2}\right) - 3.166\left(X_{\mathrm{CaO}}^{liq}\right)$$
$$-3.137\left(\frac{X_{\mathrm{AlO}_{1.5}}^{liq}}{X_{\mathrm{AlO}_{1.5}}^{liq} + X_{\mathrm{SiO}_2}^{liq}}\right) + 1.216\left(X_{Ab}^{pl}\right)^2$$
$$-2.475\times10^{-2}\left(P(\mathrm{kbar})\right) + 0.2166\left(H_2O^{liq}\right)$$

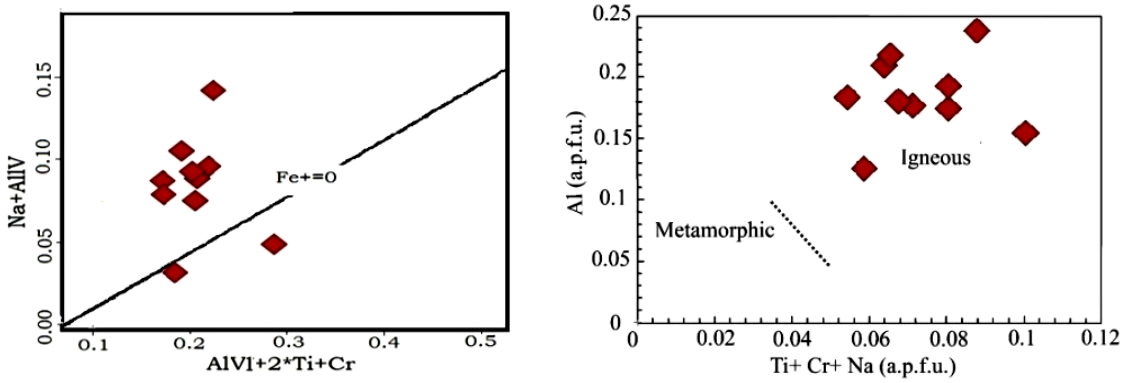
بر اساس این روش به طور میانگین دماهای ۱۱۲۲ تا ۱۲۴۹ درجه سانتیگراد و فشار ۷/۸ کیلوبار به دست می‌آید. این دما و فشار حاصله با نتایج به دست آمده از دماسنجی پیروکسن‌ها کاملاً منطبق می‌باشد.

جدول ۵- ۲۵- نتایج حاصل از دمافشارسنجی پلاژیوکلازها به روش Putirka (2008) .

	T(C)	T(C) sat	T(C)	P(kbar)	T(C) sat	KD(Ab-An)
1	1134.6	1155.0	1139.5	8.1	1168.8	0.43
2	1149.3	1155.0	1158.7	5.5	1168.8	0.28
3	1114.9	1137.4	1112.5	6.7	1136.8	0.39
4	1124.9	1150.5	1113.2	8.9	1135.8	0.48
5	1097.7	1137.4	1090.4	9.6	1136.8	0.61
average	1124.2	1147.1	1122.9	7.8	1149.4	0.4

۵-۷-۳- بررسی ماهیت ماگما

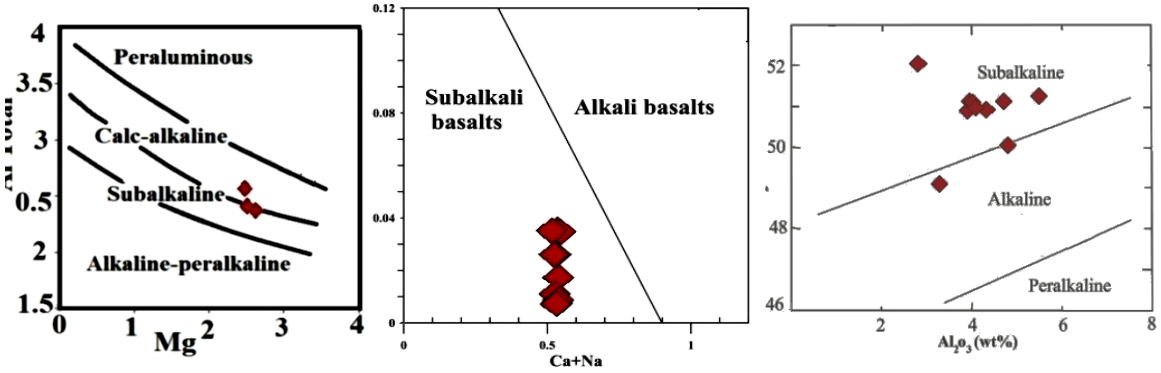
بر اساس نمودار دوتایی Al در برابر Ti + Cr + Na (Berger et al., 2005) کلینوپیروکسن‌های متعلق به سنگ‌های آذرین و دگرگونی از یکدیگر قابل تفکیک هستند. برای تعیین سری ماگمایی، موقعیت تکتونیکی و ترموبارومتری پیروکسن‌ها لازم است ابتدا ماهیت پیروکسن‌های مورد مطالعه تعیین گردد. بر همین اساس با توجه به نمودار شکل ۵- ۳۴- الف پیروکسن‌های مورد مطالعه همگی در محدوده پیروکسن‌های تبلور یافته از ماگما قرار می‌گیرند (Berger et al., 2005) که تأییدی بر مشاهدات صحرایی و سنگ‌شناسی می‌باشد. مقدار Fe^{3+} در پیروکسن‌ها به میزان فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل آنها بستگی دارد و با توجه به نمودار $Na+Al^{IV}$ در برابر $Al^{VI}+2Ti+Cr$ (Schweitzer et al.,1979) قابل ارزیابی است. همان طور که شکل ۵- ۳۴- ب نشان می‌دهد، اکثر نمونه‌ها در محدوده بالای خط $Fe^{3+}= 0$ قرار گرفته‌اند. با توجه به فاصله کم آن‌ها از خط $Fe^{3+}= 0$، می‌توان نتیجه گرفت که فوگاسیته اکسیژن در محیط تبلور ماگمای سازنده دایک‌ها تقریباً پایین بوده است.



ب الف

شکل ۵- ۳۴– الف) تعیین ماهیت پیروکسن‌های مورد مطالعه بر روی نمودار دوتایی Al در برابر Ti + Cr + Na (Berger et al., 2005)، ب) موقعیت کلینوپیروکسن‌ها بر روی نمودار $Na+Al^{IV}$ در برابر Alvi+2Ti+Cr (Schweitzer et al., 1979).

برای تعیین سری ماگمایی ماگمای سازنده دایک‌های مورد نظر از نمودارهای (Le Bas, 1962; Leterrier et al.,1982; Nachit et al., 1982) استفاده شده است. از آنجایی که ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها تابعی از ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل ماگمای سازنده آنها است، بنابراین می‌تواند اطلاعاتی در رابطه با سری ماگمایی تشکیل دهنده سنگ‌ها ارائه دهد (Le Bas, 1962). با استفاده از مقادیر SiO_2 و Al_2O_3 در ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها، سری‌های ماگمایی آلکالن، ساب آلکالن و پرآلکالن از یکدیگر قابل تفکیک هستند. در این نمودار ماگمای سازنده این دایک‌ها دارای ماهیت ساب آلکالن هستند (شکل ۵-۳۵- الف). شیمی سنگ کل این دایک‌ها نیز این موضوع را تأیید می‌کند (عزیزی، ۱۳۹۱؛ بلاغی، ۱۳۹۳؛ حسینی، ۱۳۹۴؛ خبره، ۱۳۹۶ و قاسمی و همکاران، ۱۳۹۶). براساس نمودار Ti در برابر Ca+Na (Leterrier et al.,1982) نیز ماگمای سازنده دایک‌های مورد مطالعه دارای ماهیت ساب‌آلکالن بوده است (شکل ۵-۳۵- ب). همچنین در نمودار Al Total-Mg (Nachit et al.,1982) بر اساس ترکیب بیوتیت‌ها، ماگمای این دایک‌ها نیز در محدوده ساب آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۵-۳۵- ج).



ج ب الف

شکل ۵- ۳۵– الف) موقعیت کلینوپیروکسن‌های موجود در دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی مجموعه شترکوه در نمودار SiO_2 (wt%) در مقابل Al_2O_3 (wt%) (Le Bas, 1962) ، و ب) نمودار Ti (a.p.f.u.) - Na+Ca (a.p.f.u.) (Leterrier et al.,1982) نمونه‌ها در محدوده ساب آلکالن قرار می‌گیرند. ج) نمودار توزیع Al - Mg در کانی بیوتیت (Nachit et al.,1982). a.p.f.u (فرمول واحد ساختاری کانی).

۵-۸- نتیجه‌گیری

سنگ‌های دگرگونی مجموعه دگرگونی– آذرین شترکوه در پنج گروه ترکیبی متاپلیت، متابازیت، متاگریوک، متاپسامیت و متاکربنات قرار می‌گیرند. متاپلیت‌های این مجموعه طیفی متنوعی از سنگ‌ها نظیر فیلیت، میکاشیست، گارنت‌میکاشیست، گنیس و میگماتیت را شامل می‌شوند و شدت دگرگونی در بالاترین درجه، تا مرز آناتکسی و تشکیل مذاب‌های گرانیتی پیش رفته است. بیوتیت‌های میکاشیست‌ها و گنیس‌ها غالباً در محدوده بین سیدروفیلیت و آنیت قرار می‌گیرند. گارنت‌های میکاشیست‌ها و گنیس‌ها از نوع آلماندین هستند و تغییرات ترکیبی آنها از هسته به حاشیه با بی‌نظمی‌هایی همراه است. آلکالی فلدسپارهای گنیس‌ها همگی در نزدیکی قطب ارتوز قرار می‌گیرند. پلاژیوکلازهای موجود در میکاشیست‌ها و گنیس‌های منطقه شترکوه، دارای ترکیب الیگوکلاز هستند. تورمالین‌های موجود در متاپلیت‌ها دارای ترکیب دراویت می‌باشد و در گروه قلیایی قرار می‌گیرند. آمفیبول‌های موجود در این گنیس‌ها، از نوع فروپارگازیت هستند و کلسیک می‌باشند. مطالعات دما - فشارسنجی صورت گرفته بر روی متاپلیت‌ها، بیانگر تشکیل آنها در محدوده دمایی ۴۵۰ تا ۷۶۰ درجه سانتیگراد و فشار ۶ تا ۱۴ کیلوبار (منطبق بر رخساره‌های شیست‌سبز تا آمفیبولیت) می‌باشد.

- آپلیت‌های تورمالین‌دار دارای کوارتز، آلکالی فلدسپار، بیوتیت، تورمالین و مسکوویت می‌باشند. گارنت‌های آپلیت‌ها غنی از آلماندین هستند. پلاژیوکلازهای آپلیت‌ها به‌طور میانگین دارای ترکیب

($Ab_{81}An_7$) هستند. میکاهای موجود در آپلیت‌های مجموعه شترکوه از نوع مسکوویت هستند. تورمالین‌های آنها در محدوده شورل قرار می‌گیرند.

بر اساس شواهد کانی‌شناسی و دما- فشارسنجی، سنگ‌های متاپلیتی متحمل دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده دما – فشار متوسط نوع بارووین (در محدوه دما – فشار رخساره‌های شیست‌سبز تا آمفیبولیت) شده‌اند. محدوده‌های دمایی به دست‌آمده از کالیبراسیون‌های مختلف، پایان رخساره شیست‌سبز تا رخساره آمفیبولیت بالایی و شاید گرانولیت را نشان می‌دهند.

محدوده‌های دما – فشار ترسیم شده برای این سنگ‌ها، با مسیرهای دما – فشار دگرگونی ناحیه‌ای نوع بارووین بهترین انطباق را نشان می‌دهند. خط سیر رخداد دگرگونی، محدوده دما و فشار پایداری کیانیت را قطع می‌کند و بر گرادیان متوسط (حدود 20 Km/°C) دگرگونی کوهزادی منطبق است. این مسیر، با افزایش دما و فشار، سالیدوس آبدار سنگ‌های پلیتی (Chen & Grapes, 2007) را نیز قطع می‌کند. بنابراین، رخداد دگرگونی ناحیه‌ای در مجموعه شترکوه، تا رسیدن به درجه ذوب‌بخشی سنگ‌ها پیش‌رفته است. این سنگ‌ها فرایند آناتکسی پوسته‌ای، در اوج رخداد دگرگونی ناحیه‌ای صورت گرفته و با شروع ذوب‌بخشی، ایجاد مذاب‌های آناتکتیک، میگماتیت‌زایی و در نهایت گرانیت‌زایی کوچک مقیاس همراه بوده است.

- سنگ‌های مادر متابازیت‌ها شامل توده‌های آذرین الیوین‌گابرویی، گابرویی و دیوریتی، روانه‌های بازالتی زیردریایی و آتشفشانی- تخریبی‌های وابسته و دسته دایک‌های دیابازی می‌باشند.

کانی‌های اصلی دسته دایک‌های دیابازی و روانه‌های بازالتی زیردریایی دگرگون شده گارنت، هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز می‌باشد. هورنبلند سبز از نوع پارگازیت است و گارنت‌ها غنی از آلماندین هستند. پلاژیوکلازها در محدوده الیگوکلاز قرار می‌گیرند.

دماها و فشارهای به دست آمده توسط روش‌های دما- فشارسنجی با شرایط رخساره آمفیبولیت تا آمفیبولیت بالایی مطابقت دارند. محدوده‌های دماها و فشارهای بدست آمده برای آمفیبولیت‌های منطقه شترکوه با شرایط تعیین شده برای آمفیبولیت‌های مشابه در مناطق مجاور سازگاری دارد و با

روند گرادیان زمین‌گرمایی دگرگونی نوع بارووین مطابقت می‌نماید. نمودارهای دما- فشار ترسیم شده برای آمفیبولیت‌ها، گارنت آمفیبولیت‌ها و آمفیبولیت‌های میگماتیتی نشان می‌دهد شرایط دما فشار استنباط شده برای دگرگونی این سنگ‌ها با میدان پایداری کیانیت در محدوده رخساره آمفیبولیت بالایی مطابقت دارد. با در نظر گرفتن محدوده‌های دما و فشار تعیین شده برای متابازیت‌ها و سنگ‌های متاپلیتی این مجموعه، می‌توان مسیر دگرگونی ناحیه‌ای دما- فشار متوسط نوع بارووین را در نظر گرفت.

شرایط دما و فشار تعیین‌شده برای متابازیت‌ها با شرایط دما و فشار به دست آمده برای متاپلیت‌های همراه آن‌ها در مجموعه شترکوه، سازگاری خوبی نشان می‌دهد. درجه دگرگونی در گروه ترکیبی متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها به طور یکسان تغییر یافته است به گونه‌ای که می‌توان استنباط کرد، سنگ والد اولیه این سنگ‌ها همزمان با یکدیگر و با درجه دگرگونی یکسان، تحت‌تأثیر فازهای دگرگونی مشابه قرار گرفته‌اند. تغییرات کانی‌شناسی و بافتی، ظهور پورفیروبلاست‌های درشت گارنت در هر دو گروه ترکیبی و در نهایت نتایج دما- فشارسنجی آنها همگی نشانگر وقوع رخداد دگرگونی ناحیه‌ای پیشرونده از حد رخساره شیست‌سبز تا آمفیبولیت بالایی می‌باشند. این رخداد تا رسیدن به ذوب بخشی و فرایند آناتکسی پیش رفته و به تشکیل گرانیت‌های لوکوکرات با منشا آناتکسی پوسته‌ای و همچنین مذاب‌های تونالیتی منجر شده است.

گابرودیوریت‌ها از کانی‌های اصلی الیوین، پیروکسن، پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز و بیوتیت تشکیل شده‌اند. الیوین از نوع کریزولیت هستند و پیروکسن‌ها دارای ترکیب اوژیت می‌باشند. در نمونه‌های الیوین گابرویی، مقدار فورستریت از هسته الیوین‌ها به سمت حاشیه آنها با نوسانات اندکی کاهش می‌یابد و مقدار فایالیت افزایش نشان می‌دهد. پلاژیوکلازهای این واحد سنگی از نوع بیتونیت تا لابرادوریت می‌باشد. حاشیه سیمپلکتیتی موجود در بین الیوین و پلاژیوکلاز از دو نوار تشکیل شده است. نوار داخلی که در مجاورت بلور الیوین قرار گرفته است دارای ترکیب انستاتیت می‌باشد و نوار

بیرونی دارای ترکیب آمفیبول پارگازیتی است. بر اساس نتایج حاصل از مایکروپروب بر روی میکاهای الیوین گابروها مشخص می‌گردد که ترکیب آنها در محدوده فلوگوپیت قرار می‌گیرد.

- دیوریت‌ها دارای هورنبلندسبز، پلاژیوکلاز و بیوتیت هستند. هورنبلندسبز از نوع منیزیوهورنبلند است. پلاژیوکلازهای موجود در دیوریت‌ها از نوع الیگوکلاز می‌باشد. بیوتیت‌های دیوریت‌ها از نوع بیوتیت‌های غنی از آهن است و در محدوده بین سیدروفیلیت و آنیت قرار می‌گیرند.

بر اساس روش‌های دما- فشارسنجی می‌توان استنباط کرد که ماگمای والد الیوین‌گابروها تحت شرایط دمایی ۱۳۵۸ تا ۱۰۰۸ درجه سانتیگراد و فشار ۶ تا ۱۰ کیلوبار متبلور شده‌اند. دما- فشارسنجی با استفاده از زوج آمفیبول (هورنبلند سبز) - پلاژیوکلاز و مقدار Ti موجود در آمفیبول (هورنبلند سبز) در حاشیه سیمپلکتیت نشان می‌دهد که این حاشیه در محدوده دمای ۹۰۳ تا ۷۸۳ درجه سانتیگراد و فشار ۹/۶ تا ۵ کیلوبار تشکیل شده است.

- کانی‌های پیروکسن، بیوتیت، پلاژیوکلاز و تیتانومگنتیت (کانی اوپک) موجود در نمونه‌های متعلق به دایک‌های دیابازی قطع کننده گنیس‌های نئوپروتروزوئیک پایانی، برای عناصر اصلی مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت. ترکیب کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت می‌باشند. پلاژیوکلازها دارای ترکیب آندزین هستند. دماها و فشارهای بدست آمده با روش دما- فشارسنجی کلینوپیروکسن، به ترتیب ۱۱۰۰ تا۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و ۲ تا ۱۰ کیلوبار را نشان می‌دهند. با استفاده از دمافشارسنجی بر روی پلاژیوکلاز، به طور میانگین دماهای ۱۱۲۲ تا ۱۲۴۹ درجه سانتیگراد و فشار ۷/۸ کیلوبار به دست می‌آید.

فصل ششم

ژئوشیمی ایزوتوپی

و ژئوکرونولوژی

۶-۱- مقدمه

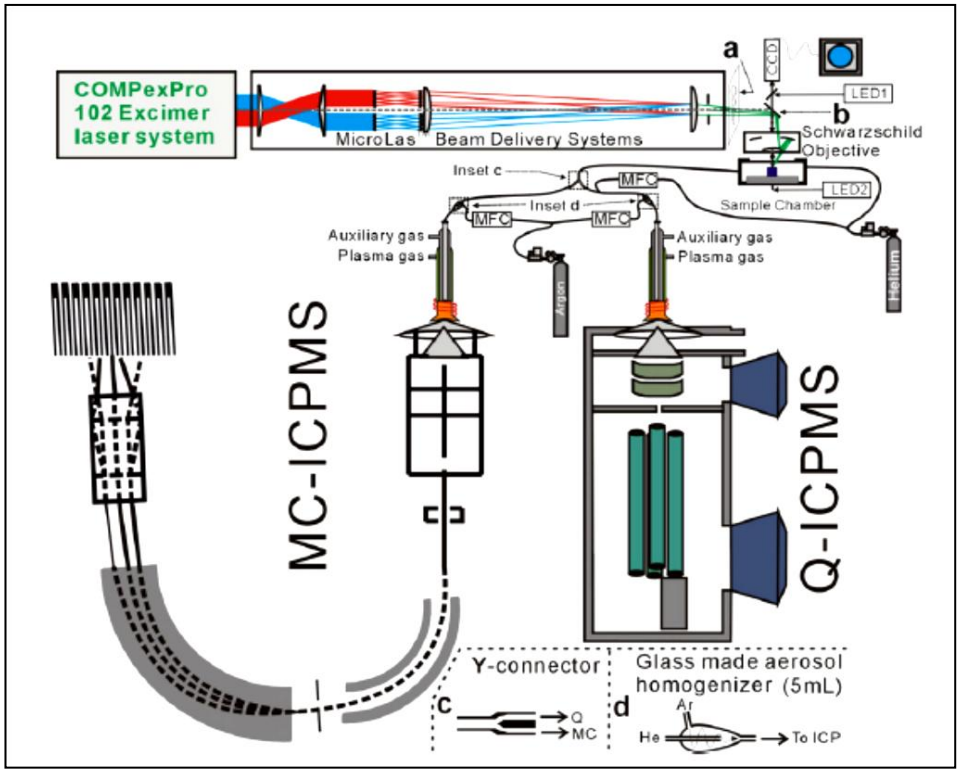
یکی از کاربردهای ایزوتوپ‌های رادیوژنتیک در زمین‌شناسی در ژئوکرونولوژی یا زمین زمان سنجی می‌باشد. با گسترش مطالعات زمین‌شناسی، ایزوتوپ‌های رادیوژنتیک برای مطالعات پتروژنتیک جهت تعیین خاستگاه و فرآیندهای زمین‌شناسی نیز به کار برده می‌شوند. جهت دستیابی به سن نمونه‌های سنگی امروزه از روش‌های ریزپرتوها[1] از جمله SIMS[2] و LA-ICPMS[3]، استفاده می‌گردد و دارای دقت مطلوبی هستند (Pisonero et al,. 2009).

روش SIMS نوعی روش طیف‌سنجی جرمی پروب یونی ثانویه است که به طور گسترده برای سن‌سنجی درجای[4] بسیاری از کانی‌های اورانیوم‌دار از جمله زیرکن، مونازیت، آپاتیت و ... مورد استفاده قرار می‌گیرد. مزّیت این روش نسبت به روش LA-ICPMS آن است که، در این روش، قطر نقاط آنالیز شونده کوچکتر است و اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی در زیرکن‌های با اندازه‌های کمتر از ۳۰ میکرون نیز امکان‌پذیر است. در حالی‌که در روش LA-ICPMS قطر نقاط مورد اندازه‌گیری در محدوده ۳۰ تا ۶۰ میکرون می‌باشد. دقت اندازه‌گیری روش SIMS بهتر و بیشتر از روش LA-ICPMS می‌باشد. در روش SIMS دقت بیشتر از ۹۵ درصد است و مقدار خطا بین ۰/۵ تا ۵ درصد می‌باشد، در حالی‌که در روش LA-ICPMS، دقت نتایج به دست آمده بیش از ۹۰ درصد است و مقدار خطا بین ۱۰ تا ۱۰ درصد است (Kosler & Sylvester, 2003).

در روش LA-ICPMS از قالب‌های حاوی زیرکن‌های آماده شده در روش SIMS به همراه استانداردهای مورد نیاز استفاده می‌شود. علاوه بر استانداردهای روش SIMS، در این روش از زیرکن‌های استاندارد GJ-1 و 91500 نیز استفاده می‌شود. اندازه‌گیری همزمان تمرکز عناصر کمیاب و کمیاب خاکی و همچنین نسبت‌های ایزوتوپی به روش LA-ICPMS درجا توسط دستگاه Agilent

1- Microbeams
2 - Secondary Ion Mass Spectrometry
3- Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry
4- In situ dating

7500a و در حالت Q-LA-ICPMS در آزمایشگاه State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Chinese Academy of Science, Beijing انجام شده است. در شکل ۶-۱ بخش‌های مختلف دستگاه LA-ICPMS به طور نمادین نشان داده شده است. این دستگاه از دو بخش Q-LA-ICPMS و MC-LA-ICPMS تشکیل شده است که هر بخش دارای ویژگی‌های مختص به خود می‌باشد. داده‌های حاصل توسط نرم‌افزار GLITTER 4.0 مورد پردازش قرار می‌گیرد و سپس با استفاده از نرم‌افزار ISOPLOT4.0 نمودارهای Concordia و Weighted average ترسیم می‌شود.



شکل ۶-۱- شکل نمادین نشان‌دهنده بخش‌های مختلف دستگاه LA-ICPMS برگرفته از (Yuan et al., 2008). این دستگاه دارای دو بخش اصلی شامل Q-LA-ICPMS و MC-LA-ICPMS می‌باشد. بخش Q-LA-ICPMS در اندازه‌گیری همزمان نسبت‌های ایزوتوپی و تمرکز عناصر کمیاب و خاکی نادر مورد استفاده قرار می‌گیرد و بخش MC-LA-ICPMS در اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپ Hf تنظیم شده و به کار گرفته می‌شود.

از مهم‌ترین مزایای روش LA-ICPMS نسبت به روش SIMS، هزینه پایین‌تر دستگاه نسبت به دستگاه SIMS، و امکان انجام تعداد زیادی آنالیز در مدت زمانی کوتاه می‌باشد (Pisonero et al,. 2009). مدت زمان آنالیز برای هر نقطه، حدود ۸۵ ثانیه می‌باشد، لذا این روش برای اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی در نمونه‌های متعلق به سنگ‌های رسوبی اهمیت زیادی دارد. اگر چه این روش در

مقایسه با روش SIMS، دامنه دقّت پایین‌تری دارد و اندازه قطر و عمق نقاط مورد اندازه‌گیری در هر نمونه بیشتر از اندازه آنها در روش SIMS است، ولی به دلیل مدت زمان کوتاهتر آنالیز و هزینه کمتر، هنوز به طور گسترده مورد استفاده قرار می‌گیرد. همچنین در این روش داده‌های ثبت شده توسط کاربر مورد پردازش قرار می‌گیرند. جهت دست‌یابی به اطلاعات بیشتر در مورد جزییات این روش‌ها به بلاغی (۱۳۹۳) رجوع کنید.

به منظور پی بردن به سن تشکیل و همچنین تعیین منشاء واحدهای سنگی مجموعه شترکوه، مطالعات ایزوتوپی به چهار روش U-Pb و Hf بر روی کانی زیرکن، Rb-Sr و Sm-Nd بر روی سنگ‌کل انجام شده است.

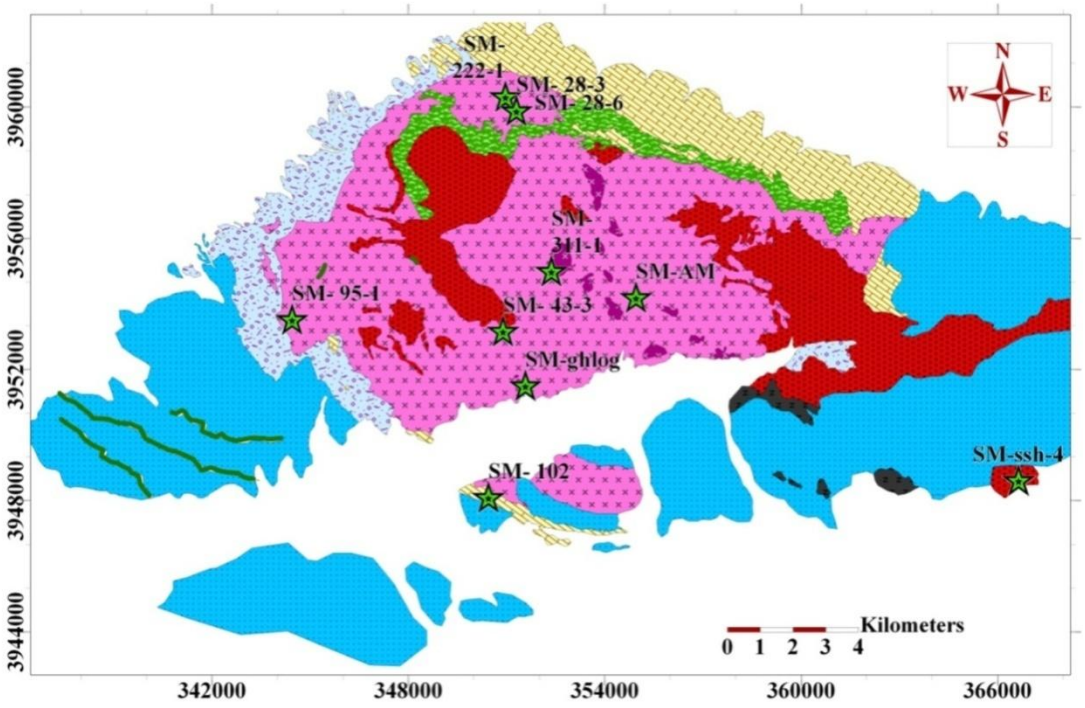
جهت مطالعات سن‌سنجی رادیومتری، پس از خردایش اولیه نمونه‌ها در دانشگاه صنعتی شاهرود، جدایش زیرکن‌ها با استفاده از تکنیک‌های آبشویی، مایعات سنگین، جدایش مغناطیسی و جدایش دستی در زیر میکروسکوپ بینوکولار در آزمایشگاه State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Chinese Academy of Science, Beijing انجام شد. زیرکن‌های جدا شده بر روی لام مخصوص (Mounting) قرار گرفتند (چسپانده شدند) و جهت آنالیز دستگاهی آماده شدند. اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپ‌های U و Pb جهت سن‌سنجی به روش LA-ICPMS و اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های Hf، Rb-Sr و Sm-Nd در آزمایشگاه State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Chinese Academy of Science, Beijing انجام شد. نتایج سن‌سنجی‌های به دست آمده از این روش در ترسیم نمودارهای سازگاری مورد استفاده قرار گرفته است، داده‌های سنّی و ایزوتوپی به دست آمده در تجزیه و تحلیل مسائل زمین‌شناسی به کار گرفته شده‌اند. در برخی موارد از نتایج سنی مطالعات قبلی نظیر بلاغی (۱۳۹۳) و حسینی (۱۳۹۴) نیز جهت رسیدن به تحلیل‌های منطقی، خصوصاً در مورد زیرکن‌های موروثی کمک گرفته شده است.

۶-۲- نتایج سن‌سنجی‌های ایزوتوپی به روش U-Pb بر روی زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های سنگی مختلف متعلق به مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه

به منظور انجام آنالیزهای ایزوتوپی و اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی U, Th, Pb و Hf در نمونه‌های مجموعه شترکوه، دو نمونه گنیس دارای پورفیروکلاست‌های درشت ارتوز (SM-95-1, SM-43-3)، یک نمونه میکاشیست (SM-28-6)، سه نمونه گابرودیوریت (SM-phlog, SM-313-1, SM-6-2)، دو نمونه آمفیبولیت (SM-Am-1, SM-28-3)، یک نمونه متاسندستون (SM-102) و یک نمونه متاریولیت (SM-222-1) انتخاب شد و به روش LA-ICPMS مورد آنالیز قرار گرفتند. ویژگی‌های نمونه‌های انتخاب شده و موقعیت جغرافیایی محل برداشت آنها در جدول ۶-۱ ارائه شده است. نتایج حاصل از آنالیز نمونه‌ها در بخش‌های بعدی شرح داده شده و جدول داده‌های مربوطه نیز ارائه خواهد شد.

جدول ۶-۱- لیست نمونه‌های انتخاب شده جهت مطالعات ایزوتوپی به همراه موقعیت جغرافیایی محل برداشت آنها.

Sample No.	Location		Lithology	Mineral compositions	Separated mineral for age dating
SM-28-6	351305	3959912	Mica-schist	Qtz- Bio- Gt- Plg- Tit- Zr	Zircon
SM-43-3	350893	3953188	Gneiss	Or- Gt- Bio- Plg- Tit- Qtz- Zr	″
SM-95-1	344453	3953549	″	Or- Gt- Bio- Plg- Tit- Qtz- Zr	″
SM-shh-4	375867	3949989	Granite	Or - Bio- Plg- Tit- Qtz- Zr	″
SM-311-1	352375	3955014	Olivine Gabbro	Ol- Px- Plg- Zr	″
SM-phlog	351324	3951809	″	Ol- Px- Plg-Phl- Zr	″
SM-28-3	351305	3959912	Amphibolite	Plg- Amph- Tit- Ep- Zr	″
SM-AM	354959	3954213	″	Plg- Amph- Gt- Ep-Tit- Zr	″
SM-222-1	346500	3950795	Meta-rhyolite	Plg- Qtz- Kfl- Bio- Mus- Zr	″
SM-102-3	350447	3948120	Metasandstone	Qtz- Kfl- Plg- Bio- Mus- Zr	″

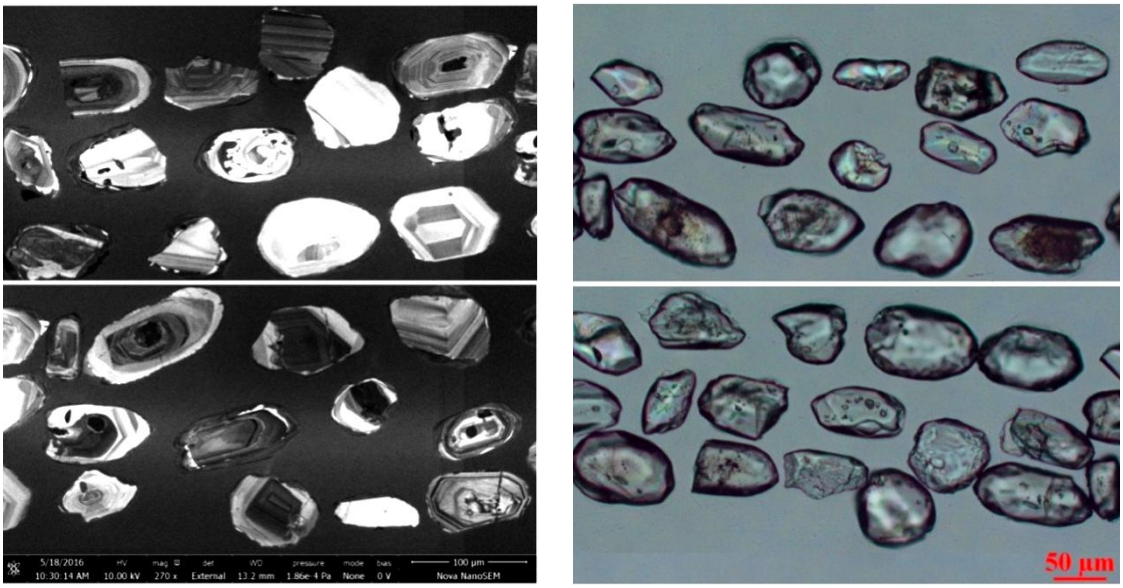


شکل ۶-۲- موقعیت جغرافیایی نمونه‌های تعیین سن شده بر روی نقشه زمین‌شناسی مجموعه شترکوه. جزئیات بیشتر در مورد واحدهای سنگی در شکل ۲-۱ ارائه شده است.

۶-۲-۱- میکاشیست‌ها

تصاویر کاتادولومینسانس (Cl) تهیه شده از زیرکن‌های جدا شده از میکاشیست‌ها مورد مطالعه نشان می‌دهد که این زیرکن‌ها تخریبی بوده و دارای اشکال منشوری کوتاه تا طویل هستند و در بعضی از آنها منطقه‌بندی مشاهده می‌شود (شکل ۶-۳).

به منظور تعیین سن زیرکن‌های جدا شده از میکاشیست‌ها، ۲۰ نقطه مورد آنالیز قرار گرفت که نتایج آن در جدول (۶-۲) ارائه شده است. داده‌های حاصل از این آنالیز بر روی نمودارهای سازگاری و نمودار چگالی احتمال (Probability density) نشان داده شده‌اند (شکل۶-۴). سن‌های به‌دست آمده این نمونه میکاشیستی، سن‌هایی بین ۲۸۸۶ تا ۵۹۰ میلیون سال می‌باشد.

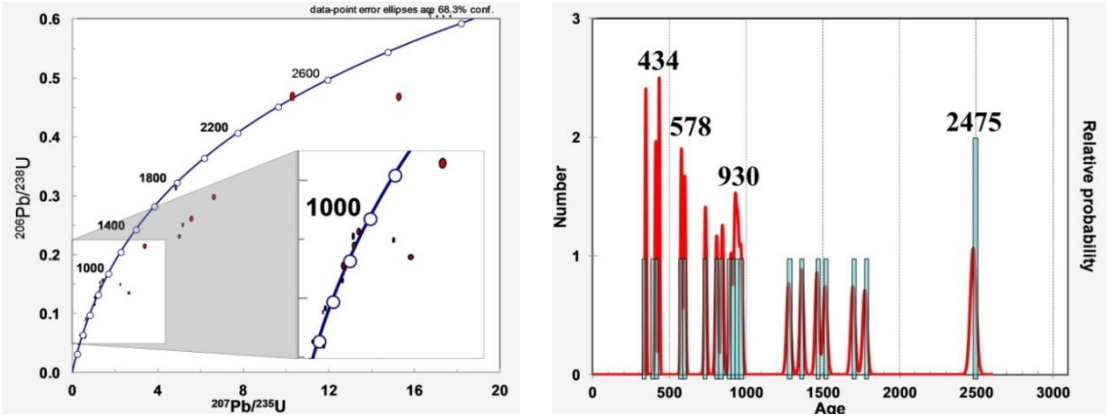


الف ب

شکل ۶-۳- الف) تصاویر میکروسکپی زیرکن‌های جدا شده از نمونه میکاشیستی در نور عبوری (Transmitted light) جهت مطالعه زیرکن‌ها به لحاظ وجود ادخال‌های موجود در آن و انتخاب زیرکن‌های فاقد ادخال جهت آنالیز. ب) تصاویر Cl (Catadolominesence) تهیه شده از زیرکن‌های جدا شده از نمونه میکاشیستی جهت مطالعه ساختار داخلی زیرکن‌ها، مورفولوژی و نوع منطقه‌بندی آنها و همچنین تشخیص وجود هسته‌های به ارث رسیده و حاشیه‌های بر هم رشدی.

نگاهی دقیق به شکل ۴-۶ نشان می‌دهد که در سن‌های ۶۳۷، ۸۴۴، ۹۱۱، ۹۹۶، ۱۱۹۸، ۱۷۶۱،۱۸۶۰، ۲۳۲۴، ۲۴۷۵ و ۲۵۹۷ فراوانی‌های بیشتری مشاهده می‌شود، این سن‌ها به صورت بالاترین نقاط اوج منحنی‌های چگالی فراوانی، خود را نشان می‌دهند. با این وجود نتایج سنی به دست آمده از تعیین سن میکاشیست‌ها را می‌توان در دو رده سنی ۶۰۰ تا ۱۵۰۰ میلیون سال و ۱۵۰۰ تا ۳۰۰۰ میلیون سال دسته بندی کرد. با توجه به نتایجی که در ادامه ارائه خواهد شد و نشان خواهد داد که جدیدترین تحولات سنگ‌شناسی مجموعه دگرگونی شترکوه، جوانتر از ۵۲۰ میلیون سال نخواهند بود و از طرف دیگر تعیین سن‌های انجام شده بر روی انواع سنگ‌های سازنده مجموعه دگرگونی پی‌سنگی ایران (به غیر از سن‌های مربوط به زیرکن‌های موروثی) از ۶۰۰ میلیون سال قدیمی‌تر نیستند. لذا باید برای شناخت تحولات سنگ‌شناسی، بازه‌های زمانی ۶۰۰ تا ۱۵۰۰ میلیون سال پیش و ۱۵۰۰ تا ۳۰۰۰ میلیون سال پیش، دست‌یابی به پاسخ را در مقیاسی جهانی و بزرگتر پیگیری کرد. Shafaii Moghadam et al. (2017a) با سن‌سنجی زیرکن‌های جدا شده از

ماسه‌سنگ‌های لالون، زاگون و تاپ‌کوارتزیت، سعی کرده‌اند به بررسی تحولات سنگ‌شناسی در گذشته تاریخچه زمین‌شناسی سرزمین‌های ایران و سرزمین‌های همجوار ایران بپردازند. بر اساس این مطالعه زیرکن‌های تخریبی سرزمین‌های شمال و شمال شرق ایران دارای سن‌های ۲۵۰۰، ۸۰۰ تا ۶۰۰، ۵۵۰ و۵۰۰ تا ۴۰۰ میلیون سال می‌باشند. بیشینه سنی در ۵۰۰ میلیون سال پیش با ماگماتیسم کادومین منطبق است که از سرزمین‌های پی‌سنگی ایران در شمال گندوانا گزارش شده است. با توجه به مقادیر هافنیم به دست آورده برای این زیرکن‌ها، یک حاشیه نوع آندی و تأثیر دوباره پوسته‌های قدیمی‌تر در ژنز سنگ‌های ماگمایی مشخص می‌شود.



شکل ۶-۴ - نمودارهای سازگاری و چگالی احتمال (Probabibility density) برای نمونه میکاشیستی متعلق به مجموعه دگرگونی شترکوه.

معمولاً سن‌سنجی U-Pb زیرکن‌های تخریبی برای تعیین حداقل سن رسوبگذاری[1] و زمان تشکیل سنگ دربردارنده آنها مورد استفاده قرار می‌گیرد (Chen et al., 2012). بررسی تصاویر Cl زیرکن‌های نمونه میکاشیستی بیانگر آن است که این زیرکن‌ها دارای اشکال متنوع با منشاءهای متفاوت هستند. اغلب دانه‌های زیرکن اشکال منشوری کوتاه تا بیضی شکل نشان می‌دهند که معرّف منشاء گرفتن آنها از سنگ‌هایی با منشاء آذرین یا ماگمایی است (شکل ۶-۳). این امر بیانگر آن است که این زیرکن‌ها از تخریب سنگ‌های آذرین خشکی‌های آن زمان (آرکئن و پروتروزوئیک) سرچشمه گرفته‌اند. به علاوه بر اساس داده‌های ایزوتوپی بدست آمده از آنالیز آنها مشخص شد، این زیرکن‌ها دارای محتوای U(119 -

1- Depositional

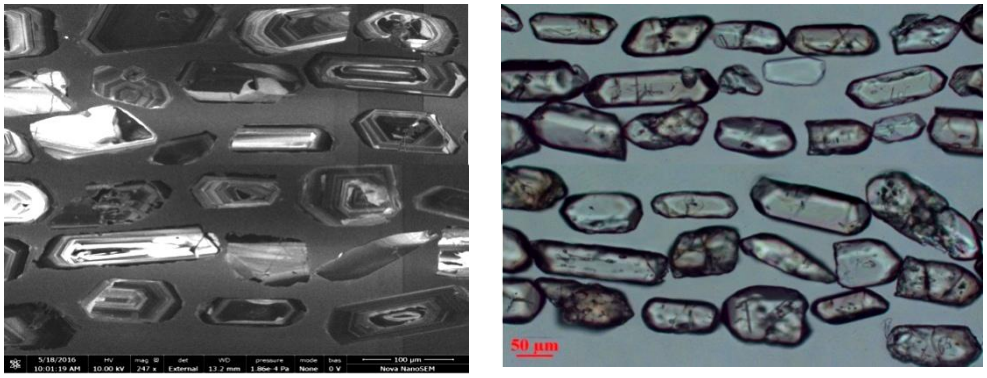
(1742 ppm)، Th (31-1049 ppm) و نسبت Th/U (0.061-1.18) هستند. داده‌های حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی، مقادیر U, Th و سن‌های محاسبه شده در جدول ۶-۲ ارائه شده است.

۶-۲-۲- گنیس‌ها

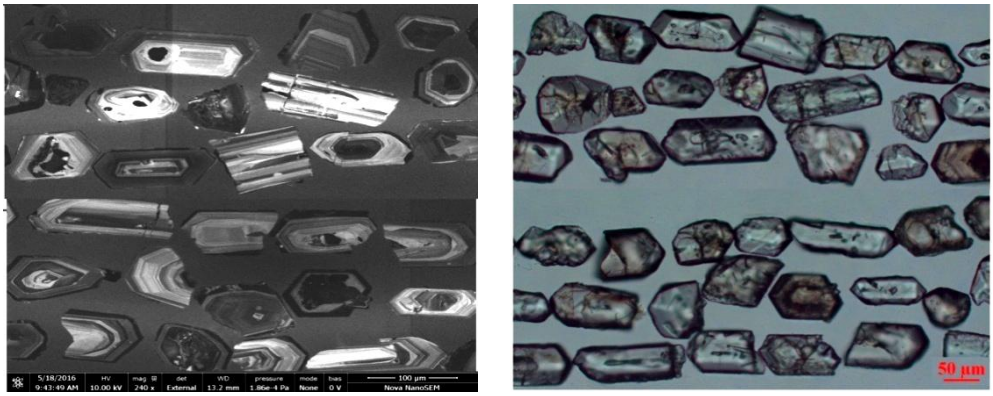
جهت سن‌سنجی گنیس‌ها دو نمونه گنیس (SM-43-3 و SM-95-1) انتخاب شد. زیرکن‌های آنها جدا شد (شکل۶-۵) و مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی آنها اندازه‌گیری گردید (جدول ۶-۲) و بر اساس داده‌های به دست آمده و ترسیم نمودارهای سازگاری، سن آنها محاسبه شد. تصاویر Cl زیرکن‌های جدا شده از این گنیس‌ها در شکل ۶-۵ نشان داده شده است. این تصاویر نشان می‌دهند تمامی زیرکن‌های جدا شده از گنیس‌ها، بی‌رنگ، شفّاف و شکل‌دار (منشوری طویل تا کوتاه) با طول بین ۱۵۰ تا ۳۰۰ میکرون هستند. این زیرکن‌ها دارای رشدی منطقه‌ای هستند برخی از دانه‌های زیرکن دارای هسته‌های موروثی هستند (شکل ۶-۵). داده‌های حاصل از آنالیز سنی زیرکن‌ها در جدول ۶-۲ ارائه شده و در ترسیم نمودارهای سازگاری[1] و میانگین سنّی[2] مورد استفاده قرار گرفته است (شکل ۶-۶).

زیرکن‌های نمونه گنیسی شماره SM-43-3 دارای مقادیر U(448-3374 ppm) و Th (104-822 ppm) و نسبت‌های Th/U (0.16- 0.79) می‌باشند. نتایج بدست آمده نشان می‌دهد. زیرکن‌های نمونه گنیسی شماره SM-43-3، محدوده سنی 501 ± 4 Ma و 1098 ± 9 Ma نشان می‌دهد که بیشتر آنها معادل با بازه زمانی نئوپروتروزوئیک پایانی می‌باشد. زیرکن‌های نمونه گنیسی شماره SM-95-1 دارای مقادیر U(500-14554 ppm) و Th (184-4990 ppm) و نسبت‌های Th/U (0.18- 1.15) می‌باشند. نمونه گنیسی شماره SM-95-1 دارای محدوده سنی 263.4 ± 2.21 Ma و 1066 ± 11 Ma می‌باشند.

1 - Concordia
2 -Average



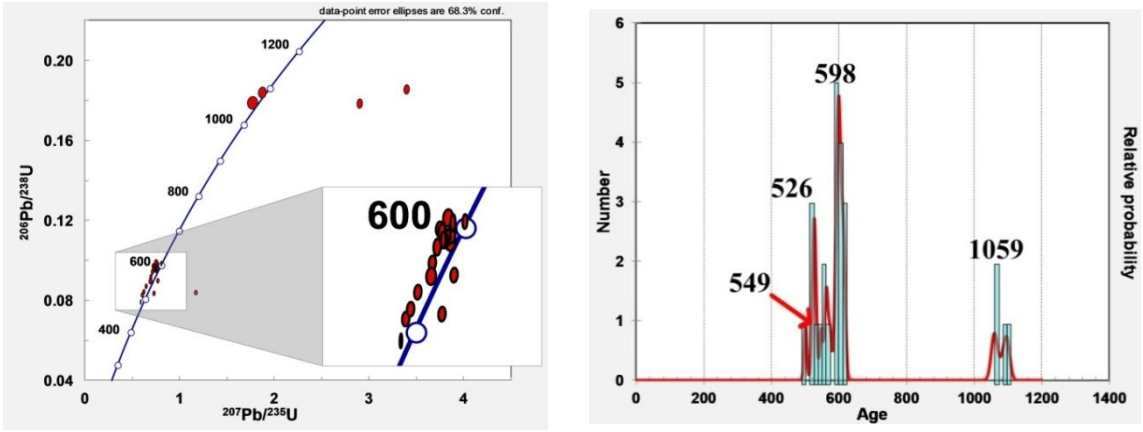
الف



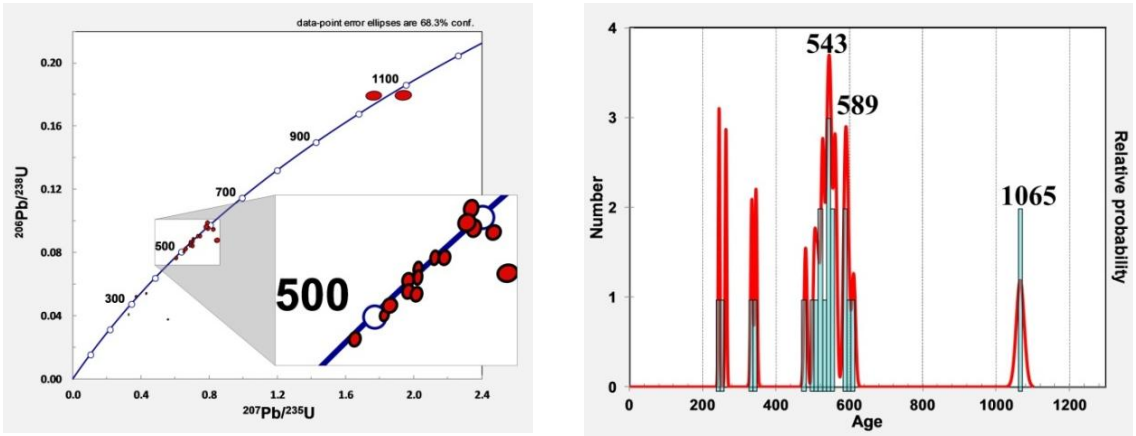
ب

شکل ۶-۵- الف) تصاویر میکروسکپی زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های گنیسی در نور عبوری (Transmitted light) و تصاویر Cl (catadolominesence) تهیه شده از زیرکن‌های جدا شده از نمونه گنیسی. الف) SM-43-3 و ب) SM-95-1.

سن‌های بدست آمده از زیرکن‌های استخراج شده از گنیس‌ها نشان می‌دهد که بسیاری از این زیرکن‌ها موروثی هستند و سن‌های بیش از ۱۰۰۰ میلیون سال نشان می‌دهند. برخی از زیرکن‌ها نیز سن‌های جوانتر (حدود ۵۴۰ میلیون سال) نشان می‌دهند و معرّف آن است که این دسته زیرکن‌ها در طی فرایند دگرگونی و شرایط نزدیک به آستانه ذوب بخشی یا مرز آناتکسی تشکیل شده‌اند. وجود گارنت فراوان در گنیس‌ها، هرگونه منشاء آذرین احتمالی برای خود گنیس‌ها را رد می‌کند. بنابراین زیرکن‌ها در محیط دگرگونی و از طریق تمرکز موضعی زیرکونیوم و مشارکت سیلیسیوم در ساخت زیرکن به وجود آمده‌اند. جوانترین سن بدست‌آمده از زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های گنیسی، سن تشکیل گنیس‌ها و تقریباً اوج دگرگونی ناحیه‌ای صورت گرفته را نشان می‌دهد. سن‌های به دست آمده برای لوکوگرانیت‌های مناطق دلبر و بندهزار چاه نیز این امر را تأیید می‌کند.



الف

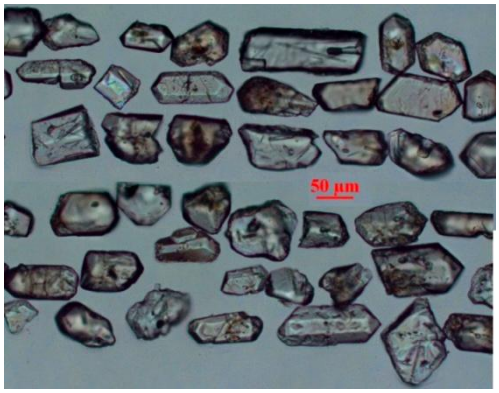


ب

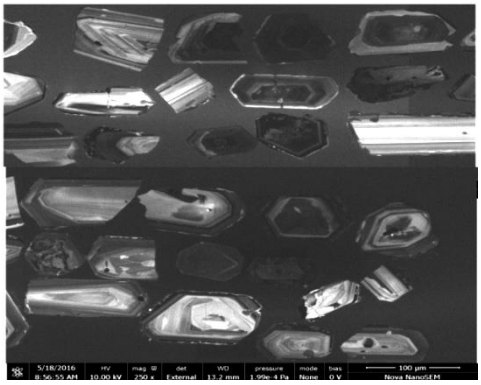
شکل ۶-۶- نمودارهای سازگاری و میانگین سنی ترسیم شده بر اساس داده‌های حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی به روش LA-ICPMS به ترتیب برای نمونه‌های گنیسی الف) SM-43-1 و ب) SM-95-1 که با استفاده از نرم‌افزار ISOPLOT3.0 ترسیم شده است .

۶-۲-۳- گرانیت‌ها

هدف اساسی تعیین سن گنیس‌ها و گرانیت‌های مجموعه شترکوه، علاوه بر تعیین سن دقیق آنها با استفاده از روشهای مناسب و با دقّت بالا، شناخت رابطه ژنتیکی بین گرانیت‌ها، میگماتیت‌ها و گنیس‌های میزبان آنها می‌باشد. زیرکن‌های نمونه گرانیتی وابسته به مجموعه دگرگونی شترکوه، همگی بی‌رنگ، شفّاف و شکل‌دار (غالباً منشوری طویل) با طول بین ۱۰۰ تا ۲۰۰ میکرون هستند. این زیرکن‌ها دارای منطقه‌بندی بوده و فاقد هسته‌های به ارث رسیده و یا حاشیه‌های بر هم رشدی هستند (شکل ۶-۷).



الف



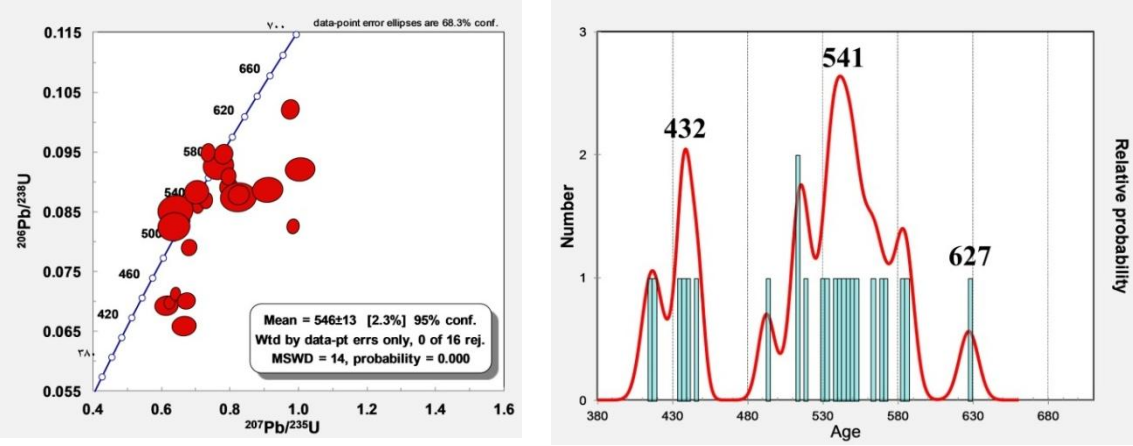
ب

شکل ۶-۷- الف) تصاویر میکروسکپی نشان دهنده زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های گرانیتی در نور عبوری (Transmitted light) و تصاویر Cl (catadolominesence) تهیه شده از زیرکن‌های جدا شده از نمونه گنیسی شماره SM-SSH-4.

در این نمونه ۲۵ نقطه از بهترین زیرکن‌های فاقد ادخال و شکستگی به روش LA-ICPMS مورد آنالیز قرار گرفتند. نتایج حاصل در جدول ۶-۲ ارائه شده و از این داده‌ها در ترسیم نمودارهای سازگاری و میانگین سنی استفاده شده است. نمونه گرانیتی دارای محدوده سنی $^{206}Pb/^{238}U$ از 627 ± 6 Ma تا 414 ± 6 و میانگین سنی $^{206}Pb/^{238}U$ برابر با 546 ± 13 Ma و مقدار MSWD = 14 می‌باشد. زیرکن‌های جدا شده از نمونه گرانیتی مورد نظر دارای مقادیر U(263-5284 ppm) و Th (106-3424 ppm) و نسبت‌های Th/U (0.29- 0.78) می‌باشند.

این سن‌ها همگی بازه زمانی نئوپروتروزوئیک پایانی تا حداکثر کامبرین زیرین را نشان می‌دهند. نتایج به دست آمده معرّف دامنه‌های سنی جوانتر ۴۳۷ تا ۴۱۶ میلیون سال پیش به احتمال زیاد بیانگر از دست رفتن سرب یا حوادث بعدی تحمیل شده بر این سنگ‌ها هستند و نباید آنها را سن تبلور یا تشکیل به حساب آورد. در ضمن فراوانی آماری آنها بسیار کم است. سن‌هایی که از حاشیه زیرکن‌ها به دست می‌آید معمولاً سن‌های آخرین حوادث را نشان می‌دهد و بر این اساس سن ۵۴۱ میلیون سال برای گزارش به عنوان زمان تبلور یا سن حقیقی گرانیت‌های مورد نظر منطقی به نظر می‌رسد. سن‌های قدیمی نیز در نمونه گرانیتی مشاهده می‌شود. در نمونه‌های گرانیتی و لوکوگرانیتی مشابه، نظیر نمونه‌هایی که از شمال پاسگاه دلبر (بلاغی، ۱۳۹۳)، غرب توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه

(حسینی ۱۳۹۴) و شمال شرق ماجراد (ویس‌کرمی درحال انجام) نمونه‌هایی از زیرکن‌های دارای سن قدیمی یا به عبارتی موروثی یافت می‌شود.

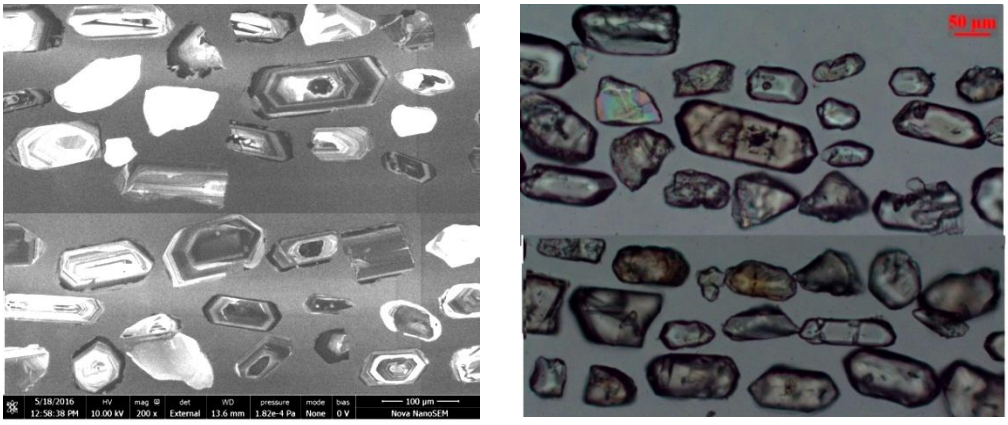


شکل ۶-۸- نمودارهای سازگاری و میانگین سنی ترسیم بر اساس داده‌های حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی به روش LA-ICPMS برای نمونه گرانیتی که با استفاده از نرم‌افزار ISOPLOT3.0 ترسیم شده است.MSWD : علامت اختصاری برای Mean squared weighted deviates به معنی مربع میانگین انحراف سنی است که به شکل مناسبی، میزان پراکندگی داده‌ها را نشان می‌دهد. اگر پراکندگی نقاط داده‌ها به طور متوسط برابر با پراکندگی پیش‌بینی شده از خطاهای آنالیز باشد، MSWD= 1 خواهد بود و پراکندگی بیشتر نقاط داده‌ها از مقدار پیش‌بینی شده MSWD>1 را نشان می‌دهد در حالی‌که پراکندگی کمتر داده‌ها نسبت به مقدار پیش‌بینی شده از خطاهای آزمایشگاهی، با MSWD <1 مشخص می‌شود.

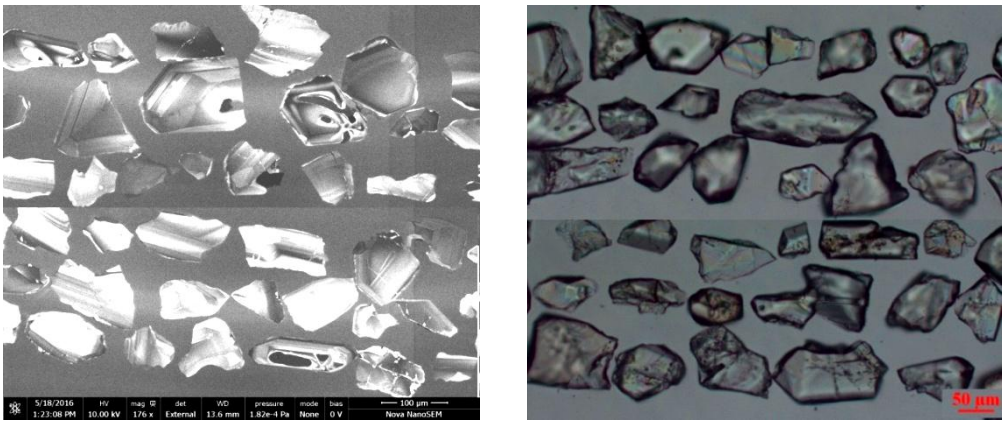
۶-۲-۴- الیوین گابروها

زیرکن‌های نمونه الیوین‌گابرویی موجود در مجموعه دگرگونی شترکوه، همگی بی‌رنگ، شفاّف و شکل‌دار (غالباً منشوری طویل) با طول بین ۱۰۰ تا ۲۰۰ میکرون هستند. این زیرکن‌ها دارای منطقه‌بندی بوده و فاقد هسته‌های به ارث رسیده و یا حاشیه‌های بر هم رشدی هستند (شکل ۶-۹).

نتایج بدست‌آمده از سن‌سنجی زیرکن‌های جدا شده از نمونه الیوین گابرویی SM-311-1، بیانگر سن‌های $^{207}Pb/^{238}U$ در محدوده 478 ± 5 Ma تا 570 ± 4 Ma می‌باشد که بر اساس نمودار سازگاری ترسیم شده با استفاده از نرم‌افزار ISOPLOT3.0، بهترین محل تقاطع داده‌ها با منحنی سازگاری 545 ± 2.2 Ma و مقدار MSWD = 0.004 می‌باشد، لذا سن این نمونه را می‌توان 545 ± 2.2 Ma گزارش کرد. زیرکن‌های جدا شده از نمونه الیوین گابرویی مورد نظر دارای مقادیر U(295-2584 ppm) و Th (119-5191) و نسبت‌های Th/U (1.05- 2) می‌باشند.



الف

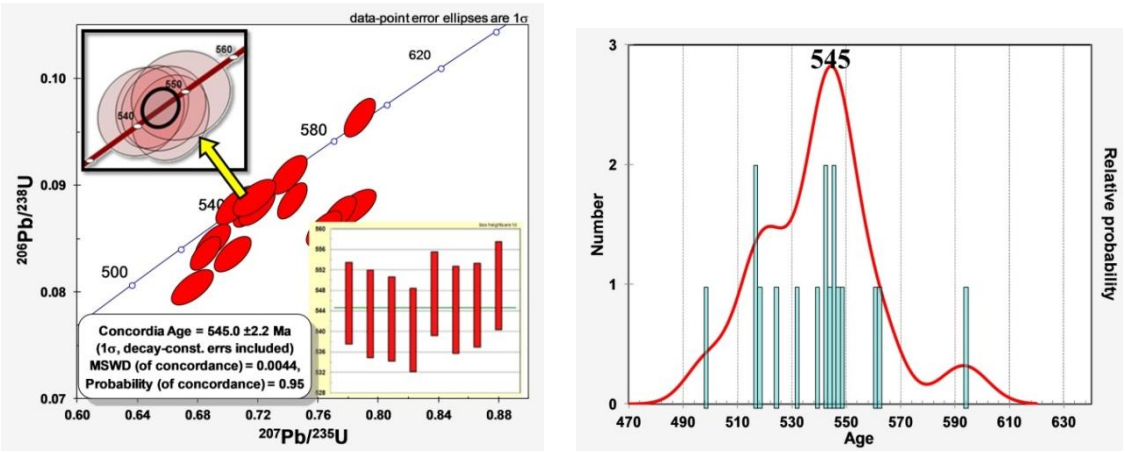


ب

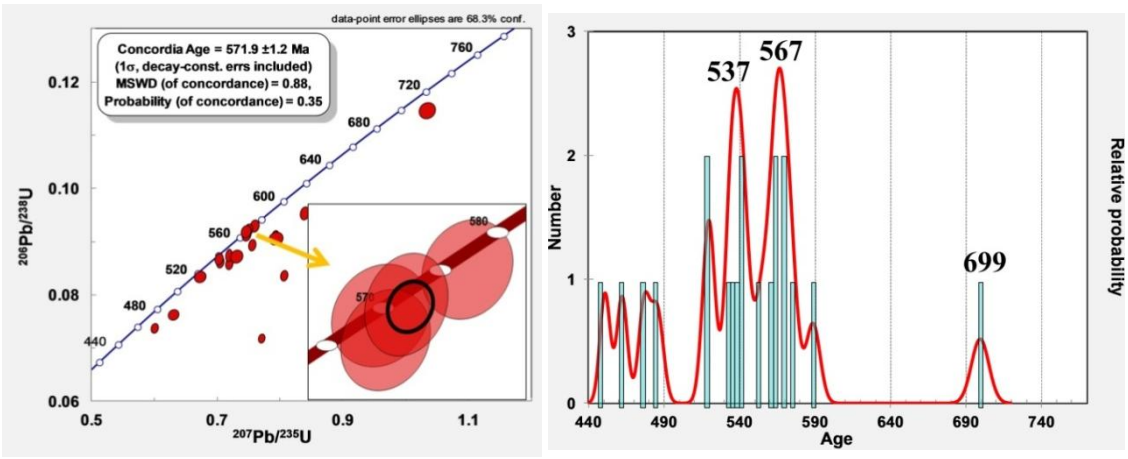
شکل ۶-۹- تصاویر میکروسکپی از زیرکن‌های جدا شده از نمونه الیوین گابرویی در نور عبوری (Transmitted light) و تصاویر Cl (catadolominesence) تهیه شده از نمونه زیرکن‌های جدا شده از آنها الف) SM-311-1 و ب) SM-Phlog.

زیرکن‌های نمونه الیوین گابرویی فلوگوپیت‌دار SM-Phlog، معرف بازه سنی $^{207}Pb/^{238}U$ از 3 ± 451 تا 6 ± 699 Ma می‌باشد (جدول ۶-۲). نمودار سازگاری ترسیم شده برای این نمونه، بهترین محل تقاطع داده‌ها را 1.2 ± 571.9 Ma و مقدار MSWD = 0.35 نشان می‌دهد که میانگین سنی برآورد شده برای این نمونه می‌باشد. این سن‌ها همگی بازه زمانی نئوپروتروزوئیک پایانی را نشان می‌دهند. زیرکن‌های موجود در نمونه الیوین‌گابرویی فلوگوپیت‌دار، دارای مقادیر U(93-4120 ppm) و Th (32- 3638 ppm) و نسبت‌های Th/U (0.03- 1.3) می‌باشند.

اگر زیرکن‌های تعیین سن شده گابرودیوریت‌ها به صورت تفصیلی مورد بررسی قرار دهیم سن‌های ۵۶۰ تا ۵۷۰ میلیون سال به دست می‌آید که قدیمی‌تر بودن گابروها را نسبت به سن حادثه دگرگونی، صورت گرفته را تأیید می‌کند.



الف

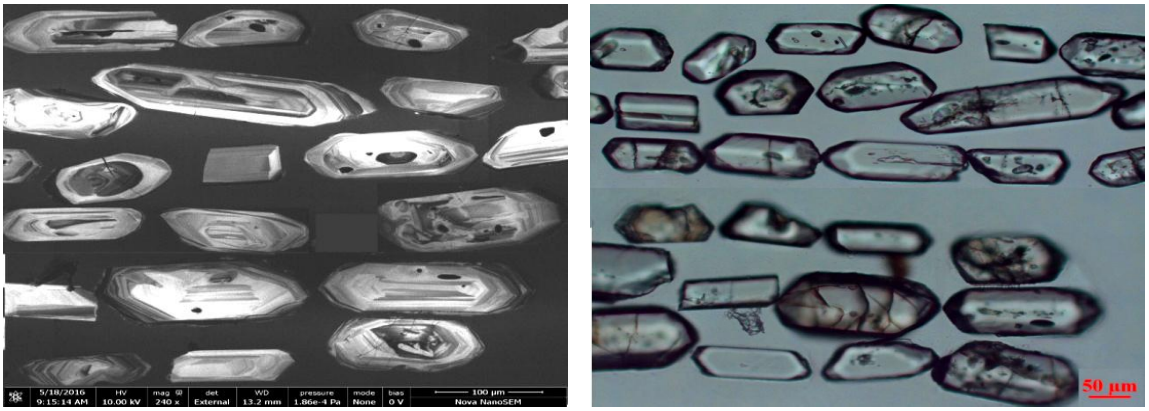


ب

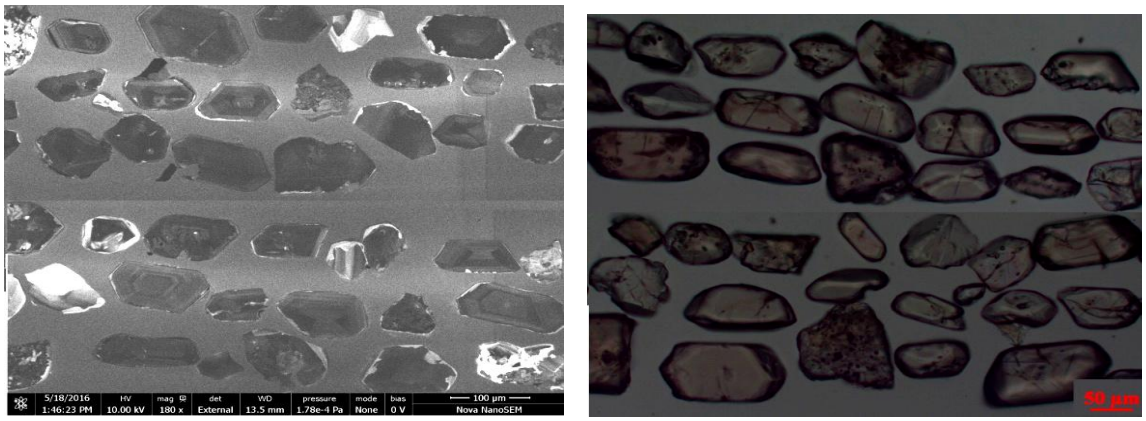
شکل ۶-۱۰- نمودارهای سازگاری و میانگین سنی ترسیم شده بر اساس داده‌های حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی به روش LA-ICPMS برای الف) نمونه‌های الیوین گابرویی (SM-311-1) و ب) نمونه زیرکن‌های جدا شده از نمونه الیوین گابرویی فلوگوپیت‌دار (SM-Phlog)که با استفاده از نرم‌افزار ISOPLOT3.0 ترسیم شده است.

۶-۲-۵- آمفیبولیت‌ها

زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های آمفیبولیتی، همگی بی‌رنگ، شفاّف و شکل‌دار (غالباً منشوری طویل) با طول بین ۱۵۰ تا ۳۰۰ میکرون هستند. این زیرکن‌ها دارای منطقه‌بندی می‌باشند و فاقد هسته‌های به ارث رسیده و یا حاشیه‌های بر هم رشدی هستند (شکل ۶-۱۱).



الف

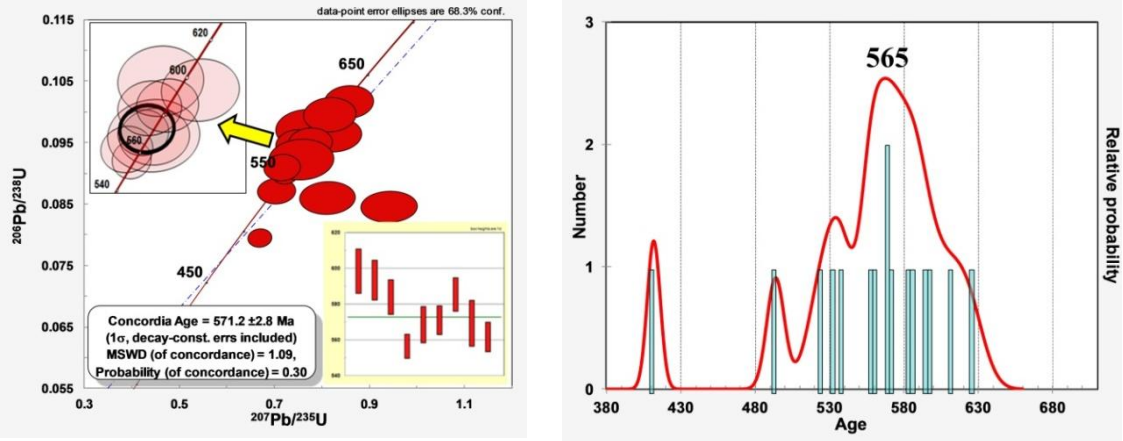


ب

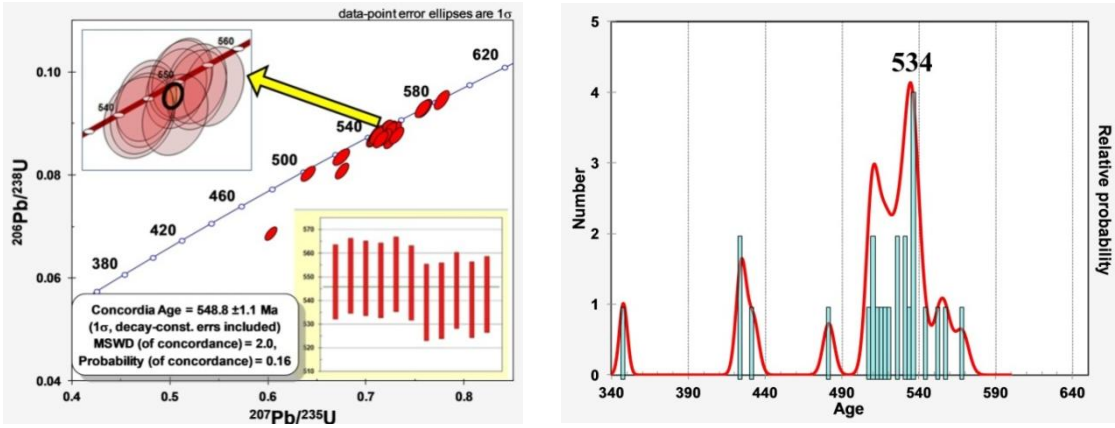
شکل ۶-۱۱- تصاویر میکروسکپی زیرکن‌های جدا شده از نمونه آمفیبولیتی در نور عبوری (Transmitted light).
تصاویر Cl (catadolominesence) تهیه شده از زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های آمفیبولیتی الف) SM-28-3 و ب) SM-Am.

در نمونه آمفیبولیتی به شماره SM-28-3 مقادیر U(87-4892 ppm) و Th (30-3277 ppm) و نسبت‌های Th/U (0.1- 1.43) می‌باشند. این نمونه، دارای سن‌های $^{207}Pb/^{238}U$ در محدوده سنی 412 ± 4 Ma تا 624 ± 10 Ma هستند که بر اساس نمودار سازگاری ترسیم شده، بهترین محل تقاطع داده‌ها با منحنی سازگاری 571 ± 2.8 Ma و مقدار MSWD = 1.09 می‌باشد.

در نمونه آمفیبولیتی شماره SM-Am، دارای مقادیر U(384-2460 ppm) و Th (52-3278 ppm) و نسبت‌های Th/U (0.12- 1.27) می‌باشد. این نمونه، دارای سن‌های $^{207}Pb/^{238}U$ در محدوده‌ای از 347 ± 3 Ma تا 568 ± 4 Ma می‌باشد که بر اساس نمودار سازگاری ترسیم شده، بهترین محل تقاطع داده‌ها با منحنی سازگاری 548.8 ± 1.1 Ma و مقدار MSWD = 2 است.



الف



ب

شکل ۶-۱۲- نمودارهای سازگاری و میانگین سنی ترسیم شده بر اساس داده‌های حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی به روش LA-ICPMS برای نمونه‌های آمفیبولیتی الف) SM-28-3 و ب)SM-Am که با استفاده از نرم‌افزار ISOPLOT3.0 ترسیم شده است.

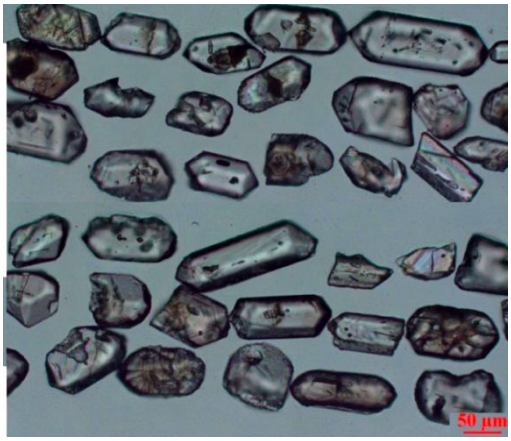
نگاهی به منطقه البرز نشان می‌دهد که سنگ‌های رسوبی غالباً شیلی – ماسه‌سنگی سازند شمشک توسط تعداد قابل توجهی از توده‌های آذرین گابرویی تا دیوریتی (به شکل استوک، آپوفیز یا دایک) قطع شده‌اند. به نظر می‌رسد در زمان نئوپروتروزوئیک پایانی نیز چنین حادثه مشابهی صورت گرفته و توده‌های آذرین بازیک به درون سنگ‌های رسوبی تزریق شده‌اند. پس این توده‌های آذرین همراه با سنگ‌های دربرگیرنده‌شان متحمل دگرگونی ناحیه‌ای شده‌اند. بررسی‌های دقیق صحرایی در مورد توده‌های گابرودیوریتی جنوب گرگابی و جنوب شرق مزرعه ملحه (پیرامون معدن میکای ملحه) نشان می‌دهد که این توده‌های آذرین گابرویی تا دیوریتی در بخش‌های حاشیه‌ای شواهد بارزی نظیر تغییر ساخت و بافت‌های آذرین به ساخت و بافت‌های دگرگونی (ظهور برگوارگی و خطوارگی) و تغییرات

کانی‌شناسی نظیر تبدیل کانی‌های بی‌آب به آبدار (پیروکسن به آمفیبول‌ها) و همچنین ظهور کانی‌های شاخص دگرگونی از جمله گارنت به وضوح مشاهده می‌شود. در برخی از مناطق، دگرگونی تا مرحله تشکیل گارنت آمفیبولیت پیش رفته است. شاهد دیگری که نشان می‌دهد توده‌های آذرین گابرودیوریتی قبل از وقوع فرایند دگرگونی وجود داشته‌اند، آن است که در مناطقی که دگرگونی به اوج شرایط دما و فشار خود رسیده‌اند و در متاپلیت‌ها ذوب‌بخشی صورت گرفته و گرانیت‌زایی مشاهده می‌شود، بخشی از توده‌های آذرین گابرودیوریتی توسط مذاب‌های گرانیتی تولید شده گسیخته شده و بخش‌هایی از این سنگ‌های گابرودیوریتی به صورت آنکلاو در بخش فلسیک گرانیتی به دام افتاده‌اند. در منطقه بندهزارچاه نیز شواهد مشابهی مشاهده و گزارش شده است (حسینی، ۱۳۹۴). شاهد دیگر، حضور لامینه‌های پریدوتیتی و پیروکسنیتی موجود در قاعده سیل‌های گابرویی است که علاوه بر داشتن لایه‌بندی در آنها شواهدی از دگرشکلی و تشدید برگوارگی مشاهده می‌شود (به فصل ۲ رجوع کنید).

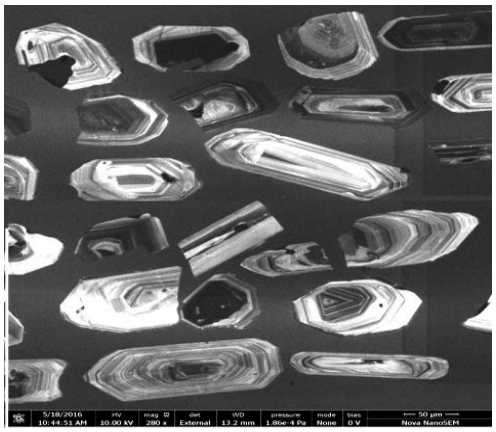
۶-۲-۶- متاریولیت‌ها

زیرکن‌های جدا شده از نمونه متاریولیتی، همگی بی‌رنگ، شفّاف و شکل‌دار (غالباً منشوری طویل) با طول بین ۱۵۰ تا ۳۰۰ میکرون هستند. این زیرکن‌ها نیز دارای منطقه‌بندی نوسانی هستند. زیرکن‌های واجد هسته‌های به ارث رسیده و یا حاشیه‌های بر هم رشدی دارای فراوانی کمی هستند (شکل ۶-۱۳).

در متاریولیت‌ها مقادیر U(139-10624 ppm) و Th (63-19919 ppm) و نسبت‌های Th/U (0.31-1.87) می‌باشند. این نمونه، دارای سن‌های $^{207}Pb/^{238}U$ در محدوده 400 ± 4 Ma تا 632 ± 6 Ma می‌باشند که بر اساس نمودار سازگاری ترسیم شده، بهترین محل تقاطع داده‌ها با منحنی سازگاری 543± 11 Ma و مقدار MSWD = 11.7 می‌باشد.

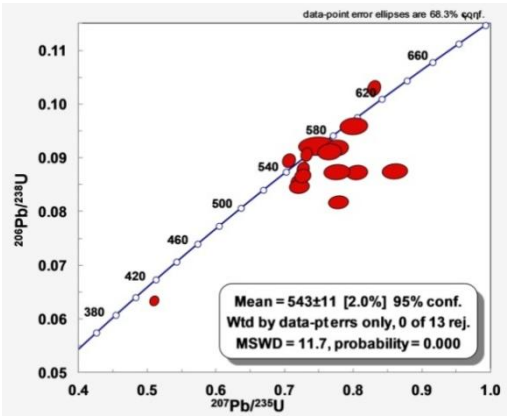


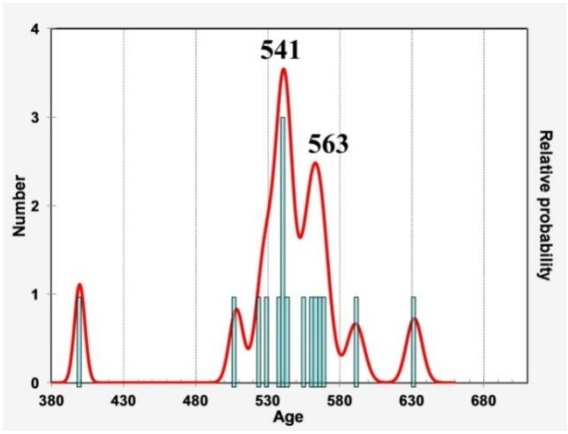
الف



ب

شکل ۶-۱۳- الف) تصاویر میکروسکپی زیرکن‌های جدا شده از نمونه متاریولیتی در نور عبوری (Transmitted light). ب) تصاویر Cl (catadolominesence) تهیه شده از نمونه زیرکن‌های جدا شده از نمونه متاریولیتی.

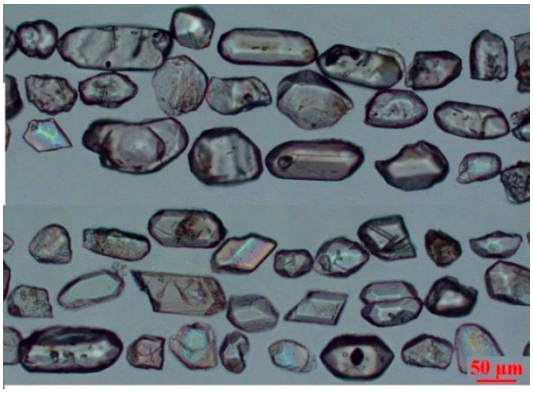




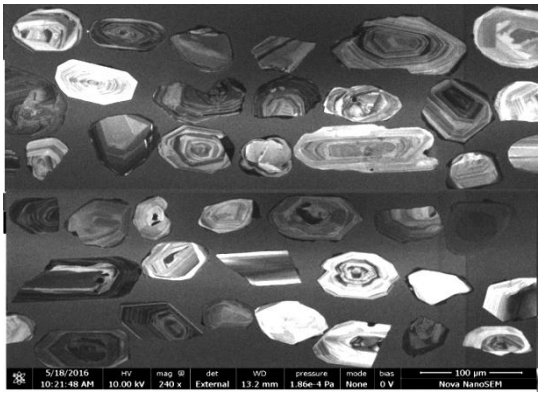
شکل ۶-۱۴- نمودارهای سازگاری و میانگین سنی ترسیم شده بر اساس داده‌های حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی به روش LA-ICPMS برای نمونه متاریولیتی وابسته به مجموعه دگرگونی شترکوه که با استفاده از نرم‌افزار ISOPLOT3.0 ترسیم شده است.

۶-۲-۷- متاسندستون‌ها

تصاویر کاتادولومینسانس (Cl) تهیه شده از زیرکن‌های جدا شده از نمونه ماسه‌سنگی دگرگون شده، نشان می‌دهد که این زیرکن‌ها عمدتاً تخریبی بوده و دارای اشکال منشوری شکل کوتاه تا طویل، بی‌رنگ، شفّاف و گاهی کدر هستند و در بعضی از آنها منطقه‌بندی مشاهده می‌شود (شکل ۶-۱۵).

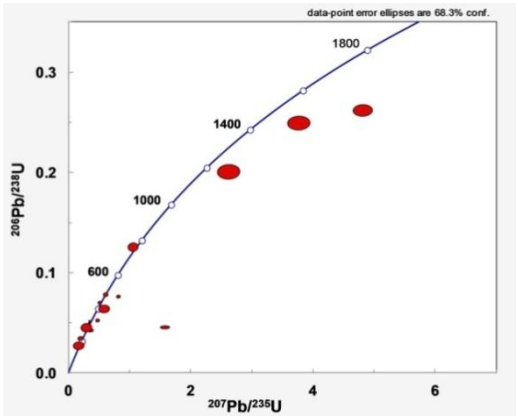


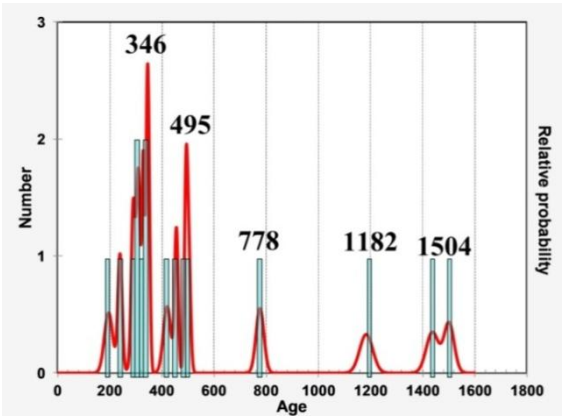
الف



ب

شکل ۶-۱۵- الف) تصاویر میکروسکپی زیرکن‌های جدا شده از متاسندستون‌ها (نور عبوری (Transmitted light)). ب) تصاویر Cl (catadolominesence) تهیه شده از زیرکن‌های جدا شده از متاسندستون‌ها.





شکل ۶-۱۶- نمودارهای سازگاری و میانگین سنی ترسیم شده بر اساس داده‌های حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی به روش LA-ICPMS برای نمونه‌ی متاسندستونی وابسته به مجموعه دگرگونی شترکوه که با استفاده از نرم‌افزار ISOPLOT3.0 ترسیم شده است.

مقادیر U، Th و Th/U این نمونه‌ها به ترتیب عبارتند از: ۱۰۵ تا ۱۰۶۹ پی‌پی‌ام، ۶۳ تا ۶۲۳ پی‌پی‌ام و ۰/۲۶ تا ۱/۳۸. این نمونه، دارای سن‌های $^{207}Pb/^{238}U$ در محدوده 307 ± 16 Ma تا 1503 ± 20 Ma می‌باشد. در منحنی چگالی فراوانی سن‌های ۳۴۶، ۴۲۰، ۴۵۶، ۴۹۵، ۷۷۸، ۱۱۸۲ و ۱۵۰۴ فراوانی‌های بیشتری مشاهده می‌شود، این سن‌ها دارای بالاترین نقاط اوج منحنی‌های چگالی فراوانی هستند. با این وجود نتایج سنی به دست آمده از تعیین سن متاسندستون‌ها را می‌توان در دو رده سنی ۳۴۶ تا ۶۰۰ میلیون سال و ۶۰۰ تا ۱۵۰۰ میلیون سال دسته‌بندی کرد. با توجه به نتایج به دست آمده، جدیدترین تحولات سنگ‌شناسی مجموعه دگرگونی شترکوه، جوانتر از ۵۲۰ میلیون سال

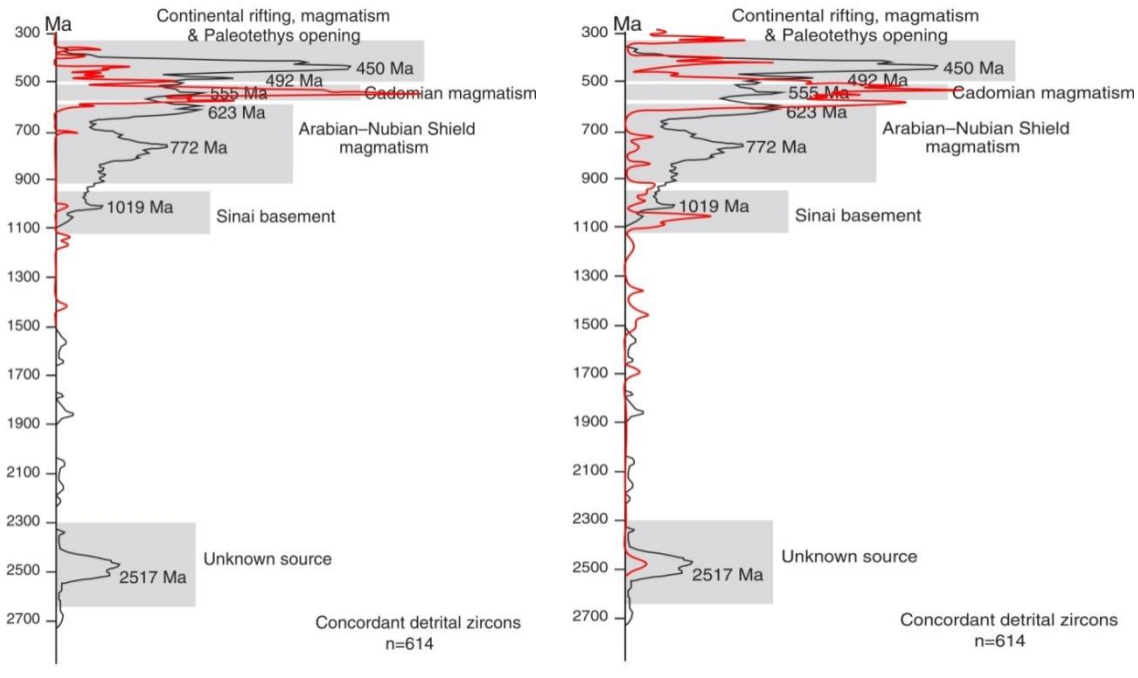
نخواهند بود و از طرف دیگر تعیین سن‌های انجام شده بر روی انواع سنگ‌های سازنده مجموعه دگرگونی پی‌سنگی ایران (به غیر از سن‌های مربوط به زیرکن‌های موروثی) از ۶۰۰ میلیون سال قدیمی‌تر نیستند. لذا سن‌های ۶۰۰ تا ۱۵۰۰ میلیون سال پیش مربوط به سن زیرکن‌هایی است که از سرزمین‌های قدیمی همجوار سرچشمه گرفته‌اند و در فرایند رسوبگذاری، سنگ‌های والد یا مادر سنگ‌های دگرگونی کنونی از جمله متاسندستون‌ها مشارکت کرده‌اند.

تجربه تعیین سن‌های انجام شده در مورد سنگ‌های با سن نئوپروتروزوئیک پایانی نشان می‌دهد که در این سنگ‌ها اختلاف سنی در حدود ۵۰ ± میلیون سال امری عادی است و همین امر به ما گوشزد می‌کند که در بررسی ترتیب و تقدم سنگ‌های مورد مطالعه نباید به طور صرف به نتایج سن سنجی اعتماد کرد. بلکه ابتدا باید روابط چینه‌شناسی ملاک و معیار ارزیابی قرار گیرند و در مرحله بعد داده‌های به دست آمده را باید مورد بررسی و واکاوی قرار داد و مشخص کرد که آیا در آنها بی‌نظمی یا تغییرات معناداری وجود دارد یا نه. اگر چنین موردی صادق بود، باید به شواهد پتروگرافی و سنگ‌شناسی منطقه‌ای مجدداً رجوع کرد و به فرایندهای نظیر نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی با سن‌های جوانتر، افزایش شیب (گرادیان) زمین‌گرمایی مجدد در اثر فعالیت‌های ماگمایی (نظیر آنچه در مورد فعالیت‌های آتشفشان‌های سنوزوئیک اتفاق افتاده) و یا دگرسانی‌های تحمیل شده بر سنگ توجه کرد. البته لازم به ذکر است مقادیری که به عنوان دامنه خطا برای تعیین سن‌ها به صورت ± گزارش می‌شود، با آنچه که در واقعیت یا در حقیقت امر وجود دارد، تفاوت زیادی نشان می‌دهد.

سازندهای کهر، بایندور، سلطانیه، باروت و لالون از قدیمی‌ترین واحدهای سنگی در ایران هستند، که با ناپیوستگی بر روی پی‌سنگ گرانیتی قرار گرفته‌اند. بر اساس بررسی‌های فسیل‌شناسی سن نئوپروتروزوئیک پایانی به آنها نسبت داده می‌شود (Stöcklin, 1968; Berberian and King, 1981; Hamdi et al., 1989; Samani et al., 1994; Alavi, 1996). همچنن سن زیرکن‌های تخریبی جدا شده از قدیمی‌ترین واحدهای چینه‌شناسی، زمان رسوبگذاری قدیمی‌ترین سازندهای ایران را نئوپروتروزوئیک پایانی را نشان می‌دهد. با مقایسه ویژگی‌های سنگ‌شناسی و محدوده سنی سازندهای

قدیمی ایران و مطالعه توالی رسوبی اولیه در مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه و مناطق همجوار آن (دلبر، بندهارچاه و ماجراد)، می‌توان نتیجه گرفت که، سنگ والد اولیه این مناطق همانند سازند تاشک و کهر در ایران مرکزی و معادل آن، سازند کهر در زون البرز می‌باشد. افق‌های شیلی - ماسه سنگی در پایین توالی رسوبی اولیه و افق‌های آهکی- دولومیتی در بالای آن، نشاندهنده افزایش عمق حوضه از محیط‌های کم‌عمق تا نیمه عمیق می‌باشد.

با توجه به مقایسه سن‌های زیرکن‌های متعلق به نمونه‌های متاپلیتی و متابازیتی مجموعه دگرگونی شترکوه با سن زیرکن‌های جدا شده از سنگ‌های پالئوزوئیک شمال و شرق ایران در برابر حوادث تکتونو- ماگمایی اصلی شمال گندوانا (Shafaii Moghadam et al., 2017a) مشاهده شد که اوج سنی این سنگ‌ها مربوط به حادثه گسترش ریفت‌زایی قاره‌ای، بازشدگی پروتوتتیس و ماگماتیسم کادومین می‌باشد (شکل ۶-۱۷).

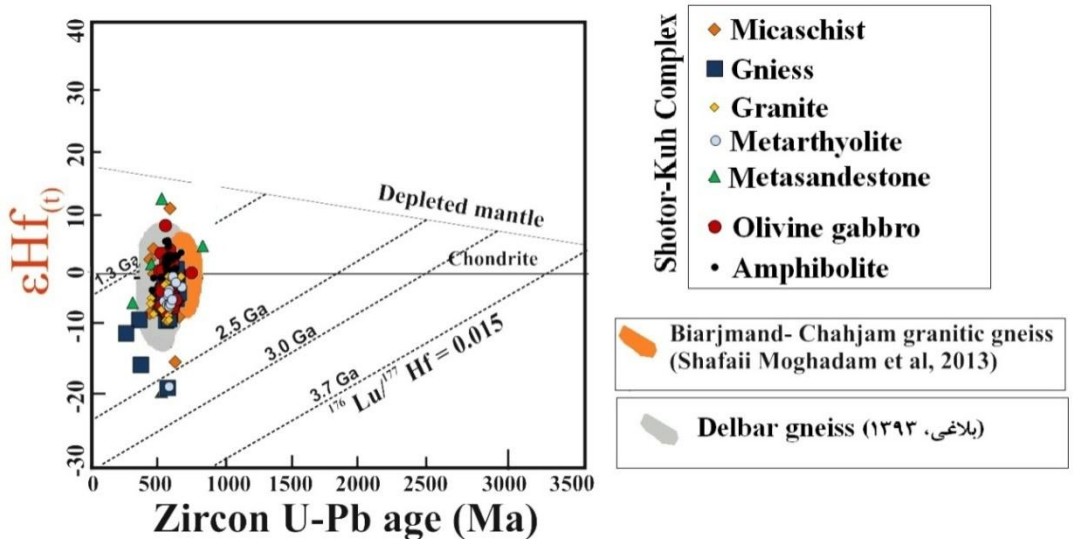


ب الف

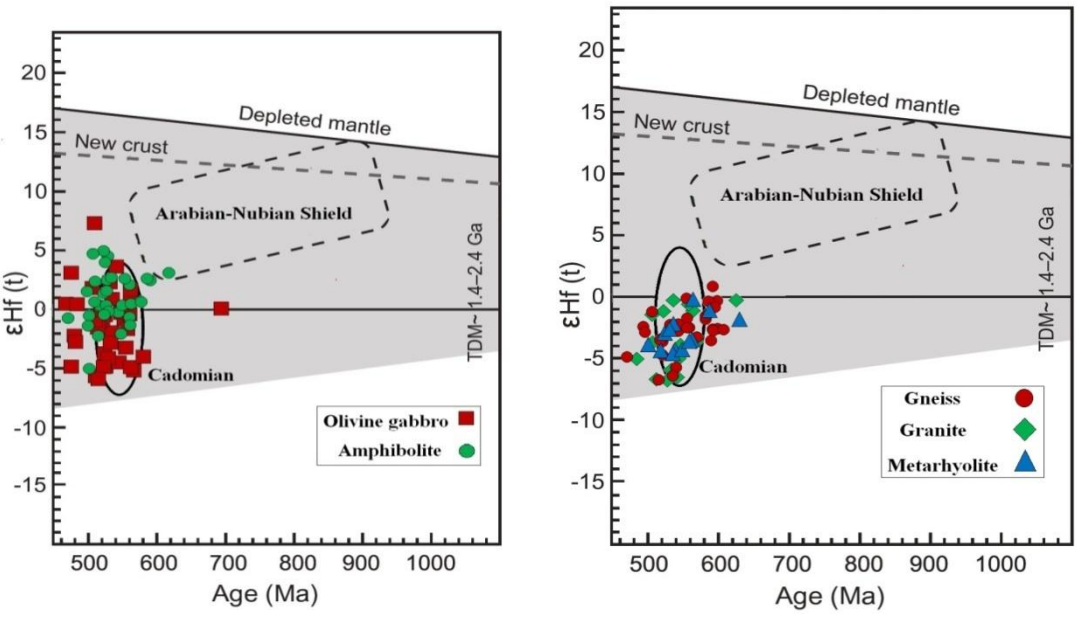
شکل ۶-۱۷- نمودارهای سن زیرکن‌های سنگ‌های پالئوزوئیک شمال ایران در برابر حوادث تکتونو- ماگمایی اصلی شمال گندوانا (Shafaii Moghadam et al., 2017a) در مقایسه با الف) متاپلیت‌ها و ب) متابازیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه.

۶- ۳- اندازه‌گیری ایزوتوپ Hf زیرکن

اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های Hf در همان نقاط مورد آنالیز جهت سن‌سنجی به روش LA-ICPMS-MC صورت گرفته است. نتایج حاصل از اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های Lu-Hf به همراه سن‌های مدل Hf و سایر پارامترهای محاسبه شده برای هر نمونه سنگی از مجموعه شترکوه در زیر ارائه شده است.



الف



ج ب

۶-۱۸- نمودارهای $\varepsilon Hf_{(t)}$ در مقابل سن‌های مبتنی بر سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی زیرکن (Shafaii Moghadam et al., 2016b) برای الف) کل نمونه‌های سنگی مختلف وابسته به مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه و مقایسه آنها با سنگ‌های مناطق همجوار، ب) نمونه‌های گنیسی، گرانیتی و متاریولیتی، ج) نمونه‌های الیوین‌گابرویی و آمفیبولیتی مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه. به تجمع داده‌ها پیرامون ۵۰۰ تا ۵۵۰ میلیون سال توجه نمایید.

سن مدل تخمین زمانی است که یک مذاب از ناحیه منشاء خود جدا شده است. سن مدل گوشته تهی‌شده (T_{DM}) در مورد سنگ‌های مشتق شده از گوشته بیانگر سن جدایش مذاب از گوشته می‌باشد. بنابراین برای سنگ‌های آذرین و دگرگون‌شده، این تخمین خوبی از سن تشکیل پوسته است (Rollinson, 1993). نمودار سن U-Pb در مقابل اپسیلون Hf نشان می‌دهد که جدایش اولیه ماگما از یک گوشته تهی شده با حداًقل سن (T_{DM}) تقریبی ۵۵۰ میلیون سال بوده است (۶- ۱۸). به علاوه داده‌های ایزوتوپ Hf بدست آمده برای نمونه‌های مورد مطالعه با داده‌های ایزوتوپ Hf بدست آمده برای زیرکن‌های بیارجمند- چاه چم (Shafaii Moghadam et al, 2015) و دلبر (بلاغی، ۱۳۹۳) مقایسه شده و نتایج آن بر روی نمودار (شکل ۶-۱۷-الف) نشان داده شده است. این زیرکن‌ها همگی محدوده‌های سنی مشابه و مقادیر εHf مشابهی نشان می‌دهند.

محدوده‌های سن‌های مدل محاسبه شده برای نمونه‌های مجموعه شترکوه، در مجموع بسیار بزرگتر از سن‌های تبلور بدست‌آمده بر اساس داده‌های U-Pb هستند و با سرچشمه گرفتن زیرکن‌های موجود در این سنگ‌ها از ذوب مجدد یک پوسته قدیمی‌تر مطابقت دارد.

۶- ۳- ۱- میکاشیست‌ها

نسبت‌های $^{176}Hf/^{177}Hf$ برای زیرکن‌های نمونه میکاشیستی در محدوده ۰/۲۸۰۸۳۱ تا ۰/۲۸۲۴۳۸ و نسبت‌های $(^{176}Hf/^{177}Hf)_i$ مقادیری از ۰/۲۸۰۸۱۹ تا ۰/۲۸۲۴۲۰ می‌باشد. مقادیر $^{176}Yb/^{177}Hf$ و $^{176}Lu/^{177}Hf$ به ترتیب برابر با ۰/۰۲۴۹۵۸- ۰/۱۹۱۷۴۹ و ۰/۰۰۱۰۸- ۰/۰۰۵۳۱ اندازه‌گیری شده است. مقدار $\varepsilon Hf_{(t)}$ برای این زیرکن‌ها در محدوده ۵۳/۶۷- تا ۹/۴۸ هستند و غالباً نیز منفی هستند و با سرچشمه گرفتن از یک منشاء پوسته‌ای کاملاً مطابقت دارند. زیرکن‌های ماگمایی با $\varepsilon Hf_{(t)}$ منفی ممکن است از ذوب پوسته قدیمی منشاء گرفته و مذاب‌های ناهمگن آناتکتیک پوسته‌ای و یا ماگماهای مادری باشند که متحمل آلایش پوسته‌ای قابل ملاحظه‌ای شده‌اند (Teixeira et al., 2011).

۶- ۳- ۲- گنیس‌ها

اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های Hf دو نمونه گنیسی معرف آن است که نسبت‌های $^{176}Hf/^{177}Hf$ برابر ۰/۲۸۱۰۶۸ تا ۰/۲۸۲۷۱۲ و نسبت‌های $(^{176}Hf/^{177}Hf)_i$ برابر ۰/۲۸۲۴۴۶ تا ۰/۲۸۲۶۶۸ هستند. مقادیر $^{176}Yb/^{177}Hf$ و $^{176}Lu/^{177}Hf$ زیرکن‌های این نمونه‌ها به ترتیب برابر با ۰/۰۰۴۳۴۶۶- ۰/۰۴۴۶۲۰۸ و ۰/۰۰۰۲-۰/۰۰۱۸ است. مقدار $\varepsilon Hf_{(t)}$ این زیرکن‌ها در محدوده ۵۵/۸۴- تا ۰/۲۶- می‌باشد و همگی منفی هستند که همانند میکاشیست‌ها با سرچشمه گرفتن آنها از یک منشاء پوسته‌ای کاملاً مطابقت دارد.

۶-۳-۳- گرانیت‌ها

اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های Hf در یک نمونه گرانیتی بیانگر آن است که نسبت‌های $^{176}Hf/^{177}Hf$ در محدوده 0.282259 تا 0.282451 و نسبت‌های $(^{176}Hf/^{177}Hf)_i$ برابر ۰/۲۸۲۲۴۲ تا ۰/۲۸۲۴۲۲ هستند. مقادیر $^{176}Yb/^{177}Hf$ و $^{176}Lu/^{177}Hf$ این نمونه گرانیتی به ترتیب برابر با ۰/۰۳۲۵۷-۰/۱۴۱۰۳ و ۰/۰۰۱۲-۰/۰۰۴ اندازه‌گیری شده است. مقدار $\varepsilon Hf_{(t)}$ زیرکن‌ها این نمونه گرانیتی ۶/۹۴- تا ۰/۴۴- است و همگی منفی هستند که همانند میکاشیست‌ها و گنیس‌ها با سرچشمه گرفتن آنها از یک منبع پوسته‌ای کاملاً مطابقت دارد.

۶- ۳- ۴- گابروها

اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های Hf در دو نمونه الیوین گابرویی انجام شده است. در الیوین گابروها نسبت‌های $^{176}Hf/^{177}Hf$ در محدوده‌ای از ۰/۲۸۲۲۹۲ تا ۰/۲۸۲۶۵۹ و نسبت‌های $(^{176}Hf/^{177}Hf)_i$ مقادیری از ۰/۲۸۲۲۷۴ تا ۰/۲۸۶۴۷ نشان می‌دهد. مقادیر $^{176}Yb/^{177}Hf$ و $^{176}Lu/^{177}Hf$ به ترتیب برابر با (۰/۰۱۲۴۹- ۰/۰۷۶۵۴) و (۰/۰۰۰۴۹-۰/۰۰۲۹۷) اندازه‌گیری شده است. مقدار $\varepsilon Hf_{(t)}$ برای این زیرکن‌ها در محدوده ۵/۶۳- تا ۷/۰۲ محاسبه شده که مثبت تا منفی می‌باشد و بیانگر ماگماهای مشتق شده از گوشته و مشارکت مؤلفه‌های پوسته‌ای بالایی (احتمالاً پوسته قاره‌ای بالایی) در ژنز آنها است.

۶- ۳- ۵- آمفیبولیت‌ها

اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های Hf دو نمونه آمفیبولیتی نشان می‌دهد که نسبت‌های $^{176}Hf/^{177}Hf$ ۰/۲۸۲۵۲۹ تا ۰/۲۸۲۷۹۵ و نسبت‌های $(^{176}Hf/^{177}Hf)_i$ ۰/۲۸۲۳۱۸ تا ۰/۲۸۲۵۷۹ می‌باشند. مقادیر $^{176}Yb/^{177}Hf$ و $^{176}Lu/^{177}Hf$ این نمونه‌ها به ترتیب برابر با (۰/۰۰۴۷۷-۰/۰۹۹۲۶) و (۰/۰۰۰۲۳- ۰/۰۰۳۵۶) است. معمولا $\varepsilon Hf_{(t)}$ مثبت مخلوطی از ماگماهای مشتق شده از گوشته و مؤلفه‌های پوسته بالایی و مشارکت پوسته قاره‌ای بالایی در ژنز آنها را نشان می‌دهد (Teixeira et al., 2011). مقدار $\varepsilon Hf_{(t)}$ زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های آمفیبولیتی در محدوده ۴/۷۹- تا ۴/۷۶ است و از مقادیر مثبت تا مقادیر منفی متغیّر می‌باشد.

۶- ۳- ۶- متاریولیت‌ها

اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های Hf نمونه متاریولیتی بیانگر آن است که نسبت‌های $^{176}Hf/^{177}Hf$ ۰/۲۸۱۴۸۳ تا ۰/۲۸۲۴۲۶ و نسبت‌های $(^{176}Hf/^{177}Hf)_i$، ۰/۲۸۲۴۰۷ تا ۰/۲۸۱۴۷۲ می‌باشند. مقادیر $^{176}Yb/^{177}Hf$ و $^{176}Lu/^{177}Hf$ این نمونه‌های متاریولیتی به ترتیب برابر با (۰/۰۲۱۶- ۰/۱۲۲۰) و (۰/۰۰۰۸- ۰/۰۰۴۴) هستند. مقدار $\varepsilon Hf_{(t)}$ برای زیرکن‌های جدا شده از متاریولیت‌ها ۳۳/۶۶- تا ۰/۳۸- می‌باشد. این مقادیر بیانگر نفوذ ماگمای بازیک (گابروها) در پوسته بالایی، ذوب آن و ایجاد مذاب‌های ریولیتی می‌باشد.

۶- ۳- ۷- متاسندستون‌ها

نسبتهای $^{176}Hf/^{177}Hf$ نمونه متاسندستونی ۰/۲۸۱۴۱۷ تا ۰/۲۸۲۷۸۱ و نسبت‌های $(^{176}Hf/^{177}Hf)_i$ ۰/۲۸۱۴۱۳ تا ۰/۲۸۲۷۷۰ متغیر است. مقادیر $^{176}Yb/^{177}Hf$ و $^{176}Lu/^{177}Hf$ این نمونه متاسندستونی به ترتیب برابر (۰/۰۱۵۲- ۰/۰۸۷۴) و (۰/۰۰۰۶-۰/۰۰۳) است. مقدار $\varepsilon Hf_{(t)}$ برای زیرکن‌های ای نمونه ۴۰/۳۸- تا ۱۰/۷۹ است و به جزء سه مورد، همگی منفی می‌باشد. این مقادیر منشاء گرفتن آنها را از سرزمین‌های گرانیتی-گنیسی آذرین- دگرگونی آرکئن و پروتروزوئیک تأیید می‌کند.

۶-۴- بررسی تغییرات فراوانی عناصر خاکی نادر زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های سنگی معرّف واحدهای سنگی مختلف مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه

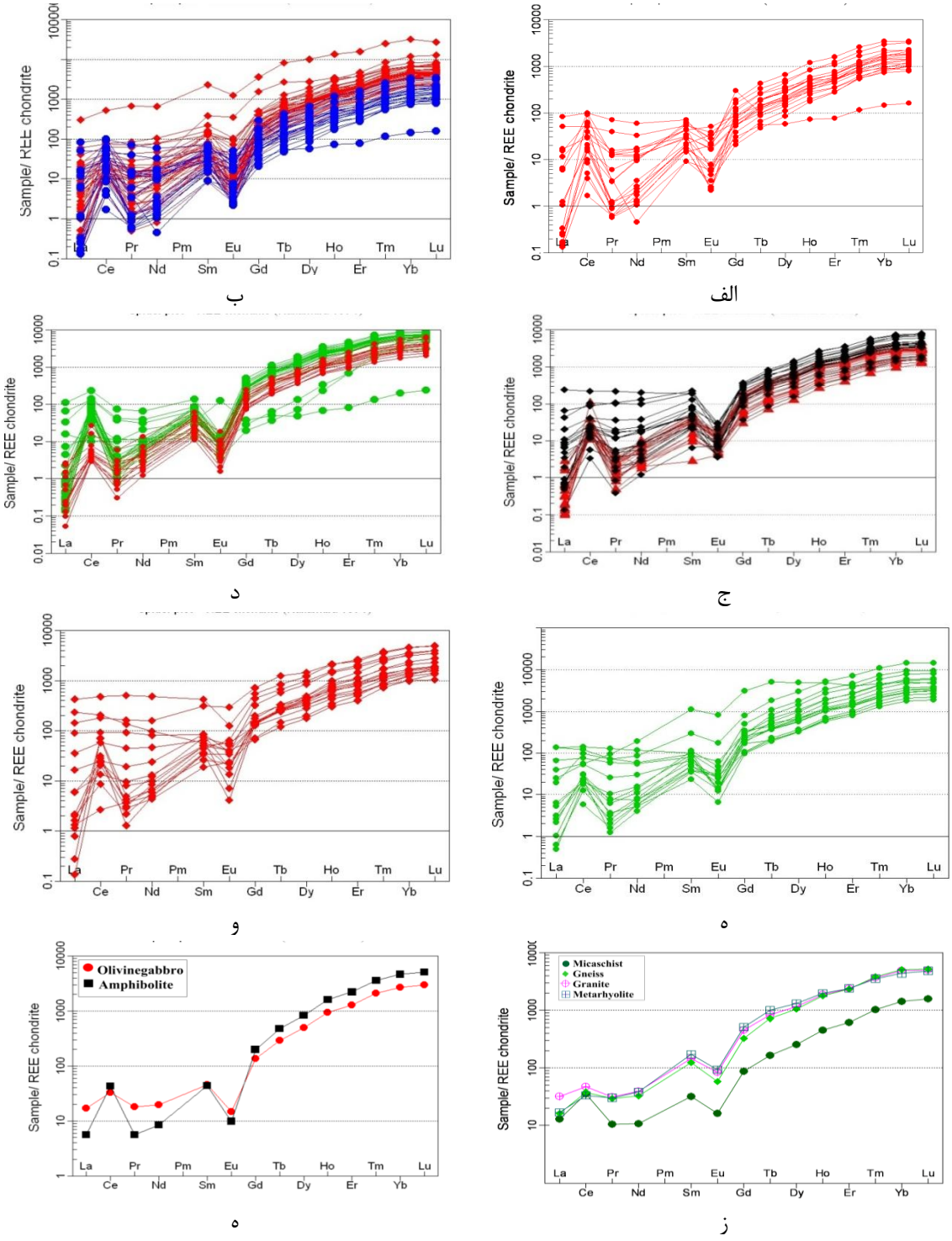
زیرکن یکی از محل‌ها یا منابع تمرکز اصلی عناصر Zr و Hf می‌باشد. اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی و همچنین تمرکز عناصر کمیاب موجود در زیرکن‌ها به طور درجا و همزمان در طی فرایند تعیین سن انجام می‌شود. لذا این روش امکان مطالعه عناصر کمیاب زیرکن‌های سنگ‌های مورد مطالعه را نیز فراهم کرده‌است. با استفاده از این روش، تمرکز یا فراوانی عناصر کمیاب موجود در زیرکن‌ها همزمان با آنالیز سن‌سنجی اندازه‌گیری شده است و داده‌های حاصل توسط نرم‌افزار GLITTER 4.0 در بخشTrace element concentration مورد پردازش قرار گرفته است (جدول ۶-۷). از نتایج به دست آمده می‌توان برای ترسیم الگوهای تغییرات عناصر خاکی نادر به هنجار شده نسبت به کندریت‌ها استفاده کرد و در تعبیر و تفسیرهای زمین‌شناسی از آنها استفاده کرد.

ویژگی‌های الگوی عناصر کمیاب، ابزاری موثر برای تشخیص سنگ منشاء زیرکن‌های تخریبی است. فراوانی‌های عناصر کمیاب، شکل و شیب الگوهای REE به هنجار شده نسبت به کندریت برای زیرکن‌هایی با منشأهای مختلف متفاوت هست (Hinton & Upton, 1991; Hoskin & Ireland, 2000; Hermann et al., 2001; Belousova et al., 2002; Hoskin & Schaltegger, 2003; Murali et al., 1983; Whitehouse & Kamber, 2002; Whitehouse & Platt, 2003). زیرکن‌های سرچشمه گرفته از منشأهای مختلف، طیف گسترده‌ای از تمرکز یا فراوانی عناصر خاکی نادر از ده تا چند ده هزار پی پی ام نشان می‌دهند (Hinton & Upton, 1991; Belousova et al., 2002; Hoskin & Schaltegger, 2003).

الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر زیرکن‌های جدا شده از میکاشیست‌ها و گنیس‌ها، دارای شیب زیادی از LREE به سمت HREE هستند و آنومالی مثبت Ce و آنومالی منفی Eu نشان می‌دهند (شکل ۶-۱۹). این نوع الگوها از ویژگی‌های شاخص زیرکن‌های سرچشمه گرفته از سنگ‌های آذرین می‌باشند (Hoskin & Schaltegger, 2003). فراوانی آنومالی Ce و Eu هر دو از ویژگی‌های

زیرکن‌های ماگمایی هستند. اندازه این آنومالی‌ها معمولاً یکسان است هر چند Ce معمولا آنومالی بزرگتر داشته (غنی‌شده) و Eu معمولاً تهی شده است. آنومالی مثبت Ce در زیرکن به حضور Ce^{+4} در ماگمای متبلور شده نسبت داده می‌شود (Murali et al., 1983). با در نظر گرفتن ضریب توزیع، بزرگی آنومالی Ce با فراوانی میزان Ce^{+4} در مذاب کنترل می‌شود و به نسبت Ce^{4+}/Ce^{3+} که تابعی از فوگاسیته اکسیژن است وابسته است (Hoskin & Schaltegger, 2003). تحت شرایط فوگاسیته اکسیژن پایین که Eu^{2+} پایدار است، آنومالی منفی Eu به دلیل ناسازگاری نسبی یون بزرگ Eu^{2+} (1.25 Å) در مقایسه با Zr^{4+} (0.84 Å) انتظار می‌رود آنومالی Ce در زیرکن‌های مورد مطالعه با حضور کانی‌ای که در مقایسه با سایر کانی‌ها بتواند Ce بیشتری جذب کند، قابل توجیه است. آلانیت با فرمول $(Ce, Ca, Y)_2 (Al, Fe^{2+},Fe^{3+})_3(SiO_4)_3OH$ کانی بسیار مهمی در سنگ‌های گرانیتی و گنیسی است که حاوی مقدار Ce بالایی است.

در مجموع، می‌توان بر اساس کانی‌شناسی سنگ‌های مورد مطالعه استنباط کرد، آنومالی Ce در نمونه‌های گرانیتی و گنیسی با حضور آلانیت و همچنین بیوتیت در این نمونه‌ها مرتبط است. آنومالی Eu معمولاً با تفریق پلاژیوکلاز از ماگما مرتبط است که Eu را قبل و یا در خلال تبلور زیرکن از مذاب حاوی آن فقیر می‌کند (Hoskin et al., 1998). علاوه بر بررسی آنومالی‌های بارز در الگوی عناصر کمیاب زیرکن‌های جدا شده از سنگ‌های مورد مطالعه، می‌توان از این الگوها جهت تعیین نوع سنگ‌های مورد مطالعه استفاده کرد. سنگ والدهای متفاوت آنها، بر اساس الگوهای REE زیرکن‌های آنها قابل تشخیص و تفکیک هستند (Poller et al., 2001).



شکل ۶-۱۹- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به REE کندریت (Nakamura, 1974) برای زیرکن‌های مورد مطالعه در نمونه‌های سنگی مجموعه شترکوه. الف) میکاشیست، ب) گنیس، ج) الیوین گابرو، د) آمفیبولیت، ه) متاریولیت، و) متاسندستون، ز) میانگین REE واحدهای سنگی متاپلیتی شترکوه نسبت به کندریت، ح) میانگین REE واحدهای سنگی متابازیتی شترکوه نسبت به کندریت.

علاوه بر موارد مطرح شده، نسبت Th/U فاکتور دیگری در تعیین نوع زیرکن‌هاست و از نسبت Th/U جهت تشخیص منشاء زیرکن‌ها استفاده می‌شود (Maas et al., 1992; Hidaka et al., 2002). نسبت Th/U در زیرکن‌هایی با منشاء آذرین بین ۰/۲ تا ۱ می‌باشد در حالی‌که در زیرکن‌هایی که در طی حوادث دگرگونی رشد کرده‌اند یا به عبارتی تشکیل شده‌اند، نسبت Th/U پایین‌تر و کمتر از ۰/۱ است را نشان می‌دهند (Williams & Claesson, 1987; Schiøtte et al., 1988; Kinny et al., 1990).

نسبت Th/U در زیرکن‌های نمونه میکاشیستی متعلق به مجموعه دگرگونی شترکوه به جز یک مورد، کمتر از ۱ می‌باشد و مقدار Th/U<1 با منشاء ماگمایی آنها مطابقت دارد. در واقع زیرکن‌های میکاشیست‌ها، از تخریب یک سنگ مادر آذرین حاصل شده‌اند، نه به معنای اینکه از یک محیط مذاب یا ماگمایی تبلور یافته است.

جدول ۶-۵- فراوانی برخی از عناصر فرعی و نسبت Th/Pb زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های گنیسی و گرانیتی منطقه شترکوه که به روش LA-ICPMS اندازه‌گیری شده است و با ترکیب این عناصر در زیرکن‌های گرانیت‌های نوع S و I و با داده‌های مجموعه دلبر (بلاغی، ۱۳۹۳) نیز مقایسه شده است.

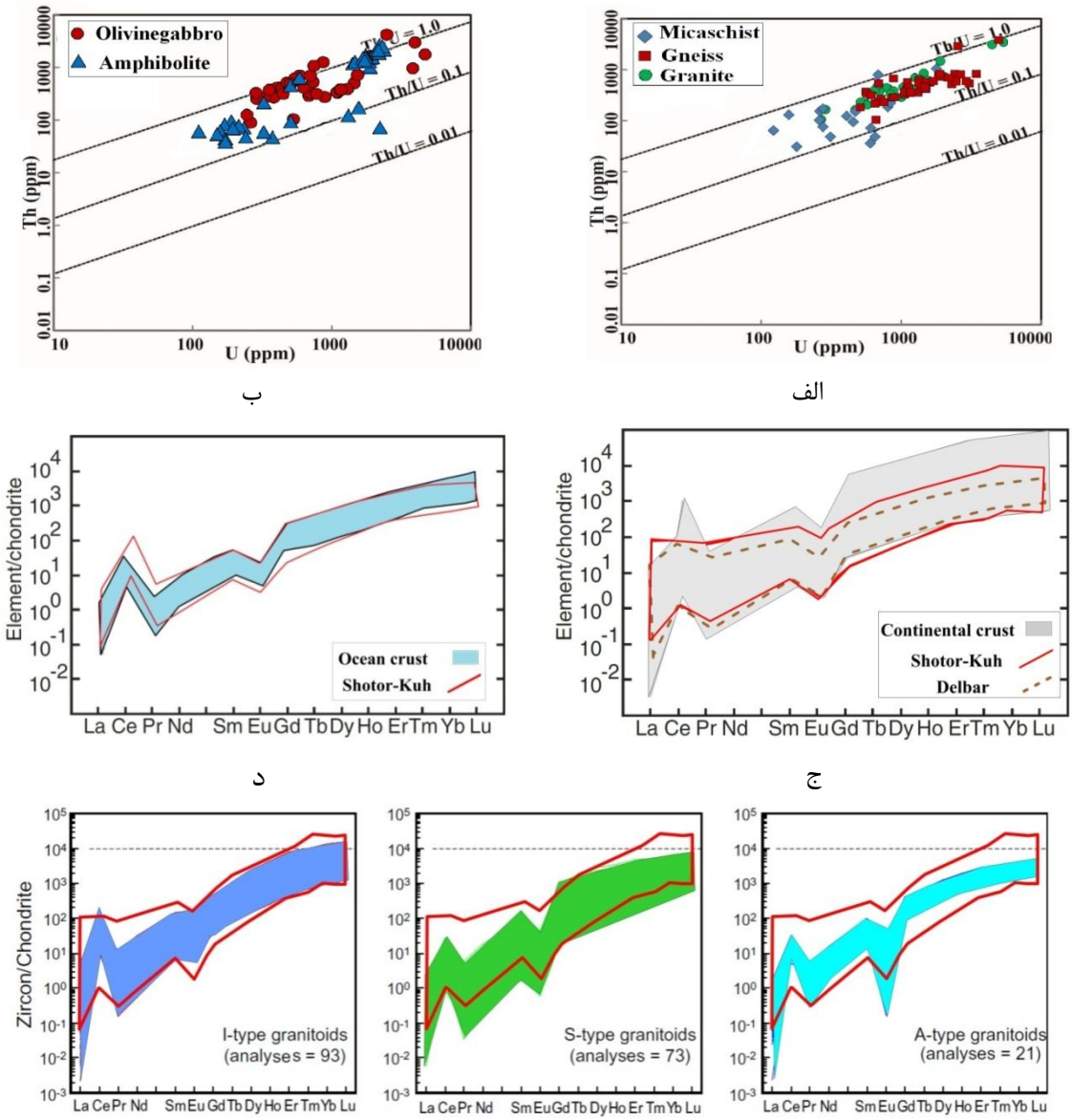
Composition	Pb	Th	Th/Pb	Nb	(Eu/Eu)*
S-Type granite	۴-۱۶۱ ppm	۲۵-۱۱۸۳ ppm ۳۰-۷۰۰ ppm	۰/۴-۲۱	۱-۵ ppm	۰/۰۳–۰/۳ غالباً کمتر از ۰/۲
I-Type granite	<۲۵ ppm	۱۷۴۸ –۳۴ ppm (۳۰–۷۰۰ ppm)	۶۰–۱۵	۱۳۳۰ – ۱۵۵۷۴	۰/۱۴–۰/۷۴ غالباً بیشتر از ۰/۲
DMIC granites (Delbar)	۱۷-۱۶۷ ppm	۳۳-۶۵۴ ppm	۱/۴۳-۷/۰۳	۰/۸-۸/۳۸	۰/۰۵-۰/۴۶
Shotor-Kuh	۷۵- ۲۳۱۸	۳۱-۴۹۹۰	۰/۳-۳/۶	۰/۶- ۷۱۰	۰/۰۱-۰/۲۹
Granite (Aghol-Kando-Do Chah)	۶-۱۴۲	۴۳-۳۴۲۴	۰/۹-۲	۲-۲۱۷	۰/۰۰۹-۰/۱۳

مقادیر محاسبه شده نسبت Th/U در زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های متاپلیتی و متابازیتی در شکل۶-۲۰- الف و ب نشان داده شده است. همانگونه که در این نمودارها مشخص است، این مقادیر در متابازیت‌ها به مقدار ۱ نزدیکتر است. مقادیر نسبت Th/U متاپلیت‌ها از یک کمتر است که می‌تواند متفاوت بودن منشاء آنها را نسبت به متابازیت‌ها بازگو کند.

همچنین الگوی عناصر خاکی نادر این زیرکن‌ها با الگوی پوسته اقیانوسی و قاره‌ای نیز مقایسه شد (شکل ۶-۲۰- ج و د). الگوی این عناصر در متاپلیت‌ها با پوسته قاره‌ای و با زیرکن‌های جدا شده از

گرانیت‌های نوع S مطابقت بیشتری دارد درحالی که مقادیر متابازیت‌ها بر روی الگوی پوسته اقیانوسی قرار می‌گیرد. لذا بر اساس الگوهای REE عناصر کمیاب زیرکن‌ها و همچنین نسبت Th/U آنها می‌توان نتیجه گرفت زیرکن‌های آنالیز شده متاپلیت‌ها، دارای منشاء قاره‌ای هستند. زیرکن‌های متابازیت‌ها در طی فرایندهای دگرگونی تشکیل شده‌اند یا زیرکن‌هایی بوده‌اند که از مذاب‌های دارای منشاء گوشته‌ای تبلور یافته‌اند.

تفاوت‌های بارزی در میزان تمرکز یا فراوانی عناصر کمیاب (Pb, Nb و Th) و نسبت‌های (Th/Pb و *Eu/Eu) بین زیرکن‌های گرانیتوئیدهای نوع S و I وجود دارد. مقادیر عناصر نامبرده و نسبت‌های ایزوتوپی تفکیک کننده انواع گرانیت‌های S و I (Wang et al., 2012) و مقادیر محاسبه شده برای نمونه‌های مورد مطالعه در جدول ۶-۵ ارائه شده است. بررسی داده‌های به دست آمده نشان می‌دهد، میزان تمرکز یا فراوانی Th ، Pb و Th و همچنین نسبت‌های Th/Pb و *Eu/Eu در زیرکن‌های متعلق به متاپلیت‌ها و گرانیت‌های منطقه شترکوه با گرانیت‌های نوع S کاملاً مطابقت دارد. الگوی REE بهنجار شده نسبت به کندریت برای زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های گنیسی و گرانیتی منطقه شترکوه شباهت زیادی با الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر REE در زیرکن‌های گرانیت‌های نوع S دارد. با توجه به این نمودارها، نشان داده می‌شود که زیرکن‌های تخریبی موجود در متاپلیت‌ها و گرانیت‌های مجموعه دگرگونی-آذرین شترکوه از تخریب گرانیت‌های نوع S قدیمی به وجود آمده‌اند (شکل ۶-۱۸- ه).

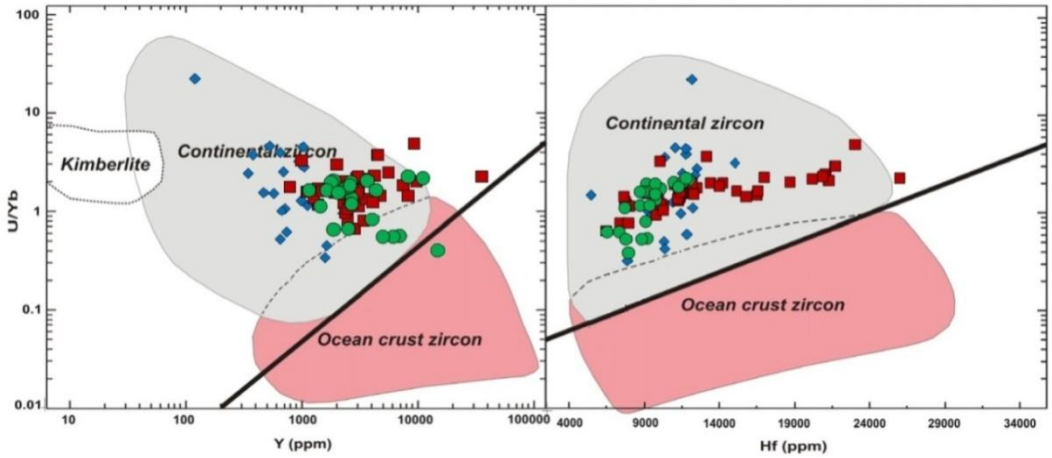


شکل ۶-۲۰- الف) نسبت Th/U برای زیرکن‌های نمونه‌های میکاشیستی، گنیسی و گرانیتی، موقعیت این نمونه در نزدیکی 0.1 قرار می‌گیرد. ب) نسبت Th/U برای زیرکن‌های نمونه‌های الیوین‌گابرویی و آمفیبولیتی مجموعه دگرگونی شترکوه، موقعیت بیشتر این نمونه‌ها نزدیک خط 1 قرار می‌گیرد، که از ویژگی‌های شاخص زیرکن‌های تبلور یافته از ماگما می‌باشد. ج) تغییرات عناصر خاکی نادر به هنجار شده نسبت به کندریت برای زیرکن‌های گنیس‌های منطقه شترکوه و مقایسه آن با گرانیت‌های دلبر و الگوی عناصر خاکی نادر زیرکن‌های پوسته قاره‌ای (Grimes et al., 2007)، د) تغییرات عناصر خاکی نادر به هنجار شده نسبت به کندریت برای زیرکن‌های الیوین‌گابروهای مجموعه شترکوه و مقایسه آن با الگوی عناصر خاکی نادر زیرکن‌های پوسته اقیانوسی (Grimes et al., 2007)، ه) مقایسه تغییرات عناصر خاکی نادر گنیس‌های شترکوه با گرانیت‌های نوع A, S و I (Wang et al, 2012).

همانگونه که ذکر شد زیرکن‌های سنگ‌های گرانیتی بی شک در پوسته قاره‌ای متبلور می‌شوند در حالی که زیرکن‌های با منشاء سنگ‌های مافیک مشابه زیرکن‌های پوسته اقیانوسی می‌باشند (El-

Bialy et al, 2015). به اعتقاد Grimes et al. (2007) زیرکن‌های با نواحی منبع یا منشاء مختلف نرخ های U/Yb متفاوتی دارند، پایین‌ترین مقدارU/Yb به گابروهای اقیانوسی تعلق دارد و برابر ۰/۱۸ است و در گرانیتوئیدهای قاره‌ای بیشتر شده (۱//۰۷) و در نهایت در کیمبرلیت‌ها به ۲/۱ می‌رسند.

نمودارهای U/Yb در مقابل Hf و Y (Grimes et al., 2007) دو نموداری هستند که زیرکن‌های پوسته اقیانوسی، پوسته قاره‌ای و گوشته (درشت بلورهای زیرکن کیمبرلیت) را از هم تفکیک می‌کند (شکل ۶- ۲۱-). موقعیت ترکیبی زیرکن‌های واحدهای سنگی مختلف مجموع شترکوه بر روی این نمودار ترسیم شد. همانگونه که در شکل ۶-۲۱ مشاهده می‌شود، زیرکن‌های متاپلیت‌ها کاملاً در محدوده زیرکن‌های قاره‌ای قرار می‌گیرند.



شکل ۶-۲۱- نمودارهای Hf و Y در برابر U/Yb (El-Bialy et al., 2015; Grimes et al. 2007) برای متاپلیت‌ها. خط سیاه رنگ نشان دهنده محدوده پایینی زیرکن‌های قاره‌ای است. علایم مشابه شکل ۶-۲۰- الف و ب است.

۶- ۵- آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd

نتایج حاصل از مطالعات ایزوتوپ‌های ناپایدار، نه فقط برای تعیین سن ایزوتوپی سنگ‌ها و کانی‌ها، به ویژه رخدادهای دگرگونی و دگرریختی آنها، بلکه برای تعیین محل منبع ماگماها، به‌ویژه منشاء پوسته‌ای یا گوشته‌ای گرانیتوئیدها، تعیین نوع و میزان مشارکت فرایندهای تحول ماگمایی نظیر تفریق و آلایش، تعیین نحوه تحول ذخایر ایزوتوپی گوشته و پوسته، به‌ویژه در زمینه رخدادهای مهم ذوب و انتقال مذاب‌های بخشی، متاسوماتیسم و رخدادهای اشتقاق گوشته و پوسته از همدیگر و همچنین در تعیین جایگاه‌های زمین‌ساختی گذشته سنگ‌ها، استفاده می‌شوند (قاسمی، ۱۳۹۴). ترکیب نمونه‌های

سنگی که جهت آنالیز ایزوتوپی انتخاب گردید و نتایج حاصل از آنالیز آنها در جدول ۶-۶ ارائه شده است. آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd بر روی یک نمونه گنیس و یک نمونه لوکوگرانیت انجام گرفته است و با نمونه‌های متاپلیتی چاه جم- بیارجمند و بندهزارچاه مقایسه شد (شکل ۶-۲۲- الف). نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Initial) آنها با در نظر گرفتن سن ۵۵۰ میلیون سال محاسبه شده است. مبنا قرار دادن سن ۵۵۰ میلیون سال برای این سنگ‌ها به دلیل سن به دست آمده از آنالیز آنها به روش U/Pb بر روی زیرکن می‌باشد و با توجه به سن‌های به دست آمده برای این مجموعه و مجموعه‌های مشابه به طور میانگین سن ۵۵۰ میلیون سال در نظر گرفته می‌شود.

نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Initial) برای نمونه لوکوگرانیتی ۰/۷۱۸۲۴۳ و برای نمونه گنیسی ۰/۷۰۹۰۱۸ می‌باشد. این نسبت‌ها نشان‌دهنده منشاء پوسته‌ای برای آنها می‌باشد. مقادیر $\varepsilon_{Nd\ (550)}$ برای نمونه لوکوگرانیتی و نمونه گنیسی متعلق به مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه به ترتیب برابر ۶/۹۶- و ۳/۹۴- می‌باشد و بیانگر منشاء پوسته‌ای این سنگ‌ها می‌باشد.

سه نمونه از آمفیبولیت‌ها و چهار نمونه از گابرودیوریت‌ها مورد آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd قرار گرفتند. نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Rb/^{86}Sr$ از ۰/۰۷۸۵ تا ۰/۷۶۸۸ متغیّر می‌باشد و $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Initial) آنها با در نظر گرفتن سن ۵۵۰ میلیون سال، ۰/۷۰۶۰۳۶ تا ۰/۷۱۲۰۲۰است. مقادیر این نسبت‌ها با منبع گوشته‌ای با آلودگی پوسته‌ای مطابقت دارد.

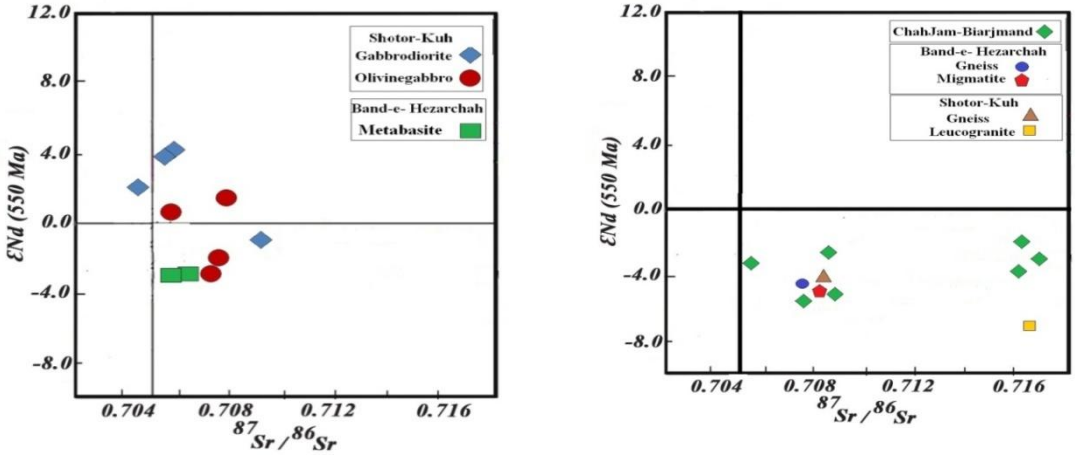
مقادیر $\varepsilon_{Nd\ (550)}$ این سنگ‌ها از۲/۸۷- تا ۴/۲۵ متغیّر هستند و اکثراً نیز مثبت هستند که نشان‌دهنده منشاء گوشته‌ای برای آنها می‌باشد. مقادیر ایزوتوپی این سنگ‌ها با مقادیر متابازیت‌ها مجموعه بندهزارچاه مقایسه شد و مشاهده شد که همگی در نزدیکی محدوده BSE (bulk silicate Earth) قرار می‌گیرند (شکل ۶-۲۲-ب) و می‌تواند بیانگر آن باشد که به احتمال قوی ماگماهای سازنده سنگ‌های گابرویی و سنگ مادر آمفیبولیت‌ها از منابع گوشته‌ای زیر قاره‌ای (subcontinental lithospheric mantle) منشاء گرفته‌اند.

جدول ۶-۶- نتایج ایزوتوپی Rb/Sr و Sm/Nd برای نمونه‌های سنگی منتخب متعلق به مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه.

Litology	Sample No	Sr (ppm)	Rb (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Sr/Sr_i	εSr
Leucogranite	SM17-1	30.74217	3.4121	0.3216	0.718691	0.718243	196.7406
Gneiss	SM40-5	344.0383	13.932	0.1172	0.709181	0.709018	65.77142
Tonalitic	SM499	305.8066	16.41	0.1554	0.710164	0.709948	78.97379
Amphibolite	SM394-2	439.7794	22.219	0.1462	0.706511	0.706307	27.29474
"	SM245-2	219.8507	37.62	0.4953	0.708232	0.707542	44.82307
"	SM1-8	200.9819	22.945	0.3305	0.708265	0.707805	48.54888
Olivine gabbro	SM311-1	121.5693	32.274	0.7688	0.713091	0.712020	108.3949
"	SM7-5-3	134.3638	3.644	0.0785	0.706146	0.706036	23.44607
Gabbro	SM147-1	127.3515	10.955	0.249	0.709701	0.709354	70.55015
"	SM-gabbro	159.9072	7.1889	0.1301	0.708340	0.708159	53.58318

Sample No	Nd(ppm)	Sm(ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	Nd/Nd_i	εNd	t_{DM} (Ma)	t_{CHUR} (Ma)
SM17-1	0.342	0.176	0.3116	0.5127	0.5116	-6.96	176	76.68
SM40-5	26.163	5.413	0.1252	0.5122	0.5117	-3.94	1523	979.11
SM499	1.223	0.362	0.1794	0.5125	0.5119	-0.85	1281	930.26
SM394-2	42.699	8.777	0.1244	0.5126	0.5121	3.79	917	140.60
SM245-2	30.272	7.513	0.1502	0.5126	0.5120	2.13	1047	191.75
SM1-8	17.870	4.809	0.1629	0.5127	0.5121	4.25	881	-434.52
SM311-1	13.178	3.542	0.1627	0.5124	0.5118	-2.87	1439	1207.58
SM7-5-3	4.009	1.251	0.1889	0.5126	0.5120	0.71	1159	-160.07
SM147-1	9.802	2.587	0.1598	0.5126	0.5120	1.50	1097	233.20
SM-gabbro	16.163	4.573	0.1713	0.5125	0.5118	-1.88	1362	1125.87

همان‌طور که در جدول ۶-۶ آمده است، مقدار ε_{Nd} در سنگ‌های متابازیتی اکثراً مثبت و مقدار این پارامتر برای سنگ‌های متاپلیتی منفی می‌باشد. مثبت بودن مقادیر بالای ε_{Nd} بیانگر آن است که Nd از یک گوشته تهی‌شده، نشأت گرفته است و میزان منفی ε_{Nd} بیانگر منشاء پوسته‌ای برای سنگ‌های مورد بررسی است (Faure & Mensing, 2005).



شکل ۶-۲۲- موقعیت ترکیبی نمونه‌های الف) متاپلیتی و ب) متابازیتی مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه و مناطق همجوار، بر روی نمودار ε_{Nd} در برابر $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Zindler & Hart, 1986).

۶- ۶- نتیجه‌گیری

نتایج سن‌سنجی‌های U-Pb انجام شده بر روی زیرکن‌های جدا شده از میکاشیست‌ها مبیّن آن است که سن‌های آنها با بازه زمانی ۵۹۰ تا ۲۸۸۶ میلیون سال مطابقت دارد. بررسی داده‌های سنی تعیین شده از نمونه میکاشیستی معرّف چند منشأیی بودن آنهاست. تعیین زمان شکل‌گیری حوضه رسوبی سازنده سنگ والد رسوبی تا حدودی بر اساس جوانترین سن‌های به دست آمده از سنگ‌های دگرگونی امکان‌پذیر است با توجه به تاریخچه زمین‌شناسی منطقه و بازه‌های سنی گزارش شده برای قدیمی‌ترین سازندهای ایران (کهر، بایندور، باروت، لالون و میلا در البرز و زاگرس)، بهترین تفسیر برای سن تشکیل حوضه رسوبی سنگ‌های والد مجموعه دگرگونی شترکوه محدوده زمانی ۶۰۰ تا ۵۶۰ میلیون سال پیش می‌باشد.

نتایج سن‌سنجهای انجام شده به روش Pb/U بر روی زیرکن‌های گنیس‌ها و گرانیت‌های مجموعه شترکوه، میانگین سنی ۵۲۶ تا ۵۴۶ میلیون سال را برای این سنگ‌ها نشان می‌دهد. این بازه زمانی معادل با نئوپروتروزوئیک پایانی- کامبرین زیرین است که می‌توان این محدوده زمانی را زمان اوج دگرگونی متاپلیت‌ها یا زمان ذوب‌بخشی متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی شترکوه و به تبع آن گرانیت‌زایی در نظر گرفت.

نتایج سن‌سنجی‌های U-Pb زیرکن‌های جدا شده از متابازیت‌ها سن ۵۴۵ تا ۵۷۱ میلیون سال را نشان می‌دهد و متاریولیت‌های مجموعه شترکوه دارای سن ۱۱± ۵۴۳ میلیون سال با روش سن‌سنجی U-Pb می‌باشد.

سن‌های مدل Hf محاسبه شده برای نمونه‌های مورد مطالعه، در مجموع بسیار بزرگتر از سن‌های تبلور بدست‌آمده بر اساس داده‌های U-Pb هستند و با منشأگیری منبع پوسته‌ای زیرکن‌های موجود در این سنگ‌ها از ذوب مجدد یک پوسته قدیمی‌تر مطابقت دارد. بنابراین زیرکن‌های موجود در سنگ والد نمونه‌های گنیسی و گرانیتی مورد مطالعه (میکاشیست‌ها) در حوضه‌ای شکل گرفته‌اند که

رسوبات تخریبی پرکننده آن حاصل فرسایش سرزمین‌های قدیمی‌تر واحد سنگ‌های آذرین بوده است.

آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd بر روی نمونه‌های مجموعه شترکوه انجام شد. نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr(Initial)$ آنها با در نظر گرفتن سن ۵۵۰ میلیون سال محاسبه شد. این نسبت برای لوکوگرانیت‌ها ۰/۷۱۸۲۴۳ و برای گنیس‌ها ۰/۷۰۹۰۱۸ می‌باشد. این مقادیر نشان‌دهنده منشاء پوسته‌ای برای آنها می‌باشد. مقادیر $\varepsilon_{Nd\ (550)}$ برای نمونه لوکوگرانیتی و گنیسی این مجموعه به ترتیب برابر ۶/۹۶- و ۳/۹۴- می‌باشد و مؤیّد سرچشمه گرفتن آنها از منشاء پوسته‌ای است.

نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Rb/^{86}Sr$ متابازیت‌ها از ۰/۰۷۸۵ تا ۰/۷۶۸۸متغیر می‌باشد $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ آنها با در نظر گرفتن سن ۵۵۰ میلیون سال از ۰/۷۰۶۰۳۶ تا ۰/۷۱۲۰۲۰ متغیّر است. مقادیر پایین این نسبت با منبع گوشته‌ای و کمی آلودگی پوسته‌ای مطابقت دارد. مقادیر $\varepsilon_{Nd\ (550)}$ این سنگ‌ها از ۲/۸۷- تا ۴/۲۵ متغیر و اکثراً مثبت هستند که بیانگر سرچشمه گرفتن آنها از یک منبع گوشته‌ای است. مقادیر ایزوتوپی این سنگ‌ها در نزدیکی محدوده BSE (Bulk Silicate Earth) قرار می‌گیرد و می‌تواند بیانگر آن باشد که به احتمال قوی از یک منبع گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای (subcontinental lithospheric mantle) نشأت گرفته‌اند.

فصل هفتم

ژئوشیمی سنگ کل

۷-۱- مقدمه

به منظور بررسی پتروژنز سنگ‌های دگرگونی و آذرین مجموعه شترکوه، به خصوص تعیین ترکیب شیمیایی سنگ والد آنها و نیز تشخیص رژیم تکتونیکی حاکم بر منطقه در زمان تشکیل این سنگ‌ها، تعدادی از نمونه‌های با حداقل دگرسانی از سنگ‌های مجموعه شترکوه برای آنالیز شیمیایی انتخاب شده است. بر اساس تنوع رخنمون‌های سنگی تعداد ۲۰ نمونه از واحدهای سنگی مختلف، برای انجام آنالیز ژئوشیمایی انتخاب و به مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین، پکن ارسال گردید. این نمونه‌ها شامل پنج نمونه گنیس، سه نمونه میکاشیست، چهار نمونه آمفیبولیت، پنج نمونه گابرو- دیوریت، یک نمونه لوکوگرانیت، یک نمونه تونالیت و یک نمونه متاسندستون می‌باشند (جدول ۷-۱).

جدول ۷-۱- مشخصات کلی نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت آنالیز شیمی سنگ کل و مختصات جغرافیایی نمونه‌ها بر حسب UTM.

ردیف	شماره نمونه	نام سنگ	موقعیت جغرافیایی بر حسب UTM		ردیف	شماره نمونه	نام سنگ	موقعیت جغرافیایی بر حسب UTM	
			عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی				عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی
1	SM-15-1	Gneiss	359936	3954627	11	SM-245-2	″	359579	3957774
2	SM-256-1	″	358317	3956287	12	SM-300	″	352747	3953257
3	SM-405	″	355269	3959409	13	SM-394-2	″	354583	3959677
4	SM-61-1	″	350447	3953773	14	SM-7-5/3	Olivine Gabbro	351018	3952306
5	SM-43-2	″	350893	3953188	15	SM-7-5/4	″	351018	3952306
6	SM302	Micaschist	352759	3953336	16	SM-311-1	Gabbro	352375	3955014
7	SM28-5	″	351305	3959912	17	SM-GABBRO	″	350893	3953188
8	YSM28-6	″	351305	3959912	18	SM-147-1	Diorite	347624	3955220
9	SM17-1	Leucogranite	360341	3954213	19	SM-499	Tonalite	359789	3958295
10	SM-1-8	Amphibolite	350433	3951644	20	SM-222-1	Metasandstone	346500	3950795

نتایج تجزیه‌های شیمیایی سنگ‌های دگرگونی و آذرین مجموعه شترکوه در جداول (۷-۲ تا ۷-۳) آورده شده است. لازم به ذکر است در ترسیم نمودارهای ژئوشیمیایی، به منظور دستیابی به استنباطی منطقی‌تر از داده‌های بدست آمده از تجزیه شیمیایی Rahmati Ilchkhi, 2009 نیز استفاده شده است. فرایندهای دگرگونی، دگرسانی و تحرّک عناصر اصلی، بر ویژگی‌های ژئوشیمی سنگ تأثیر می‌گذارند، به طوری که ممکن است ویژگی‌های سنگ والد اولیه را نشان ندهد. شاخص دگرسانی A.I={(MgO+ K_2O)/(MgO+ K_2O+ CaO+ Na_2O)×100} (Ishikava et al., 1976) معیاری جهت اطمینان از

میزان دگرسانی و تحرّک عناصر می‌باشد. اگر مقدار این شاخص برابر با 10±35 باشد، بیانگر آن است که تحرّک عناصر اصلی کم بوده و ترکیب عناصر اصلی سنگ‌های دگرگونی نشاندهنده ترکیب سنگ والد آنها است (La Fleche et al, 1992). میانگین این شاخص برای سنگ‌های مجموعه شترکوه برابر ۳۸/۲ است. لذا می‌توان با اطمینان خاطر از نتایج تجزیه شیمیایی در تعیین سنگ والد و ویژگی‌های ژئوشیمیایی منشاء آنها استفاده کرد.

جدول۷-۲- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل متاپلیت‌ها (گنیس‌ها و میکاشیست‌ها)

Rock	Micaschist			Gneiss			Migmatite	
Sample No.	SM302	SM28-5	SM28-6	SM15-1	SM405	SM61-1	SM256-1	SM43-2
Major elements (wt %)								
SiO_2	70.06	70.99	73.71	73.5	70.24	74.24	77.08	77.38
TiO_2	0.65	0.77	0.53	0.31	0.68	0.31	0.05	0.13
Al_2O_3	14.04	13.8	12.09	13.27	13.95	13.39	12.6	12.94
TFe_2O_3	4.66	4.61	4.68	3.46	4.68	2.64	1.28	1.05
FeO	3.33	3.29	3.12	2.31	3.34	1.76	0.85	0.7
Fe_2O_3	1.33	1.32	1.56	1.15	1.34	0.88	0.43	0.35
MnO	0.07	0.06	0.07	0.1	0.06	0.06	0.05	0.05
MgO	2.59	2.36	2.08	0.75	2.57	0.66	0.18	0.27
CaO	2.44	1.53	2.15	1.8	2.38	2.34	0.7	0.52
Na_2O	3.43	4.3	2.83	2.91	3.41	3.48	3.46	4.29
K_2O	1.84	1.38	1.71	3.82	1.82	2.81	4.59	3.34
P_2O_5	0.21	0.21	0.15	0.07	0.22	0.07	0.01	0.02
L.O.I	0.42	1.16	2.16	0.68	0.92	0.22	0.16	0.84
TOTAL	99.68	99.33	98.12	99.39	99.01	99.65	100.28	99.71
Trace elements (ppm)								
Ba	86.94	262.43	420.45	895.23	277.79	570.82	213.73	-
Be	2.04	2.01	2.01	2.01	2.9	1.9	2.32	-
Co	5.21	9.39	9.51	4.85	14.47	5.25	1.26	-
Cs	0.27	1.28	1.87	3.46	4.25	3.01	2.27	-
Ga	19.21	14.87	14.05	16.84	16.77	16.92	13.35	-
Hf	7.09	6.49	4.58	5.21	6.03	6.73	3.67	-
Nb	10.46	11.86	9.1	8.79	14.95	8.98	3.32	-
Rb	14.4	38.63	48.98	116.19	79.22	87.7	135.29	-
Sr	319.09	119.45	113.59	139.49	220.95	153.08	28.48	-
Ta	0.74	0.9	0.63	0.98	0.95	0.8	0.15	-
Th	10.27	9.28	8.54	15.58	14.04	16.63	11.49	-
U	1.81	2.24	1.98	3.47	2.12	3.26	2.57	-
V	61.88	92.93	72.56	30.58	83.41	36.75	3.11	-
Y	24.27	26.39	30.69	26.43	29.77	30.68	18.74	-
Zr	254.01	231.7	165.27	179.39	217.81	227.84	89.36	-
Rare earth elements (ppm)								
La	143.23	116.4	114.76	141.6	136.33	131.19	43.9	-
Ce	100.25	87.3	86.54	100.41	99.22	95.82	22.7	-
Pr	81.67	72.02	70.88	80.63	83.95	81.44	29.06	-
Nd	64.44	57.05	57.25	61.16	64.36	64.87	22.39	-
Sm	37.87	35.56	34.69	36.76	37.48	42.35	16.2	-
Eu	21.42	20.02	19.2	17.92	20.6	18.17	3.5	-
Gd	25.51	24.44	23.88	24.62	26.02	29.9	11.67	-
Tb	22.91	22.77	23.27	21.61	25.18	29	12.3	-
Dy	19.62	19.63	22.22	19.11	22.87	24.02	12.1	-
Ho	18.15	18.74	21.36	18.21	21.41	23.06	12.47	-
Er	17.03	17.91	22.18	17.96	20.46	21	13.76	-
Tm	16.76	17.49	23.32	18.5	19.72	20.24	16.03	-
Yb	16.27	17.72	24.19	18.79	18.3	19.94	17.19	-
Lu	16.18	17.85	23.98	19.8	18.37	19.72	18.17	-
∑REE	601.3	544.9	567.7	597.1	614.3	620.7	251.4	-

۷-۲- ژئوشیمی متاپلیت‌ها

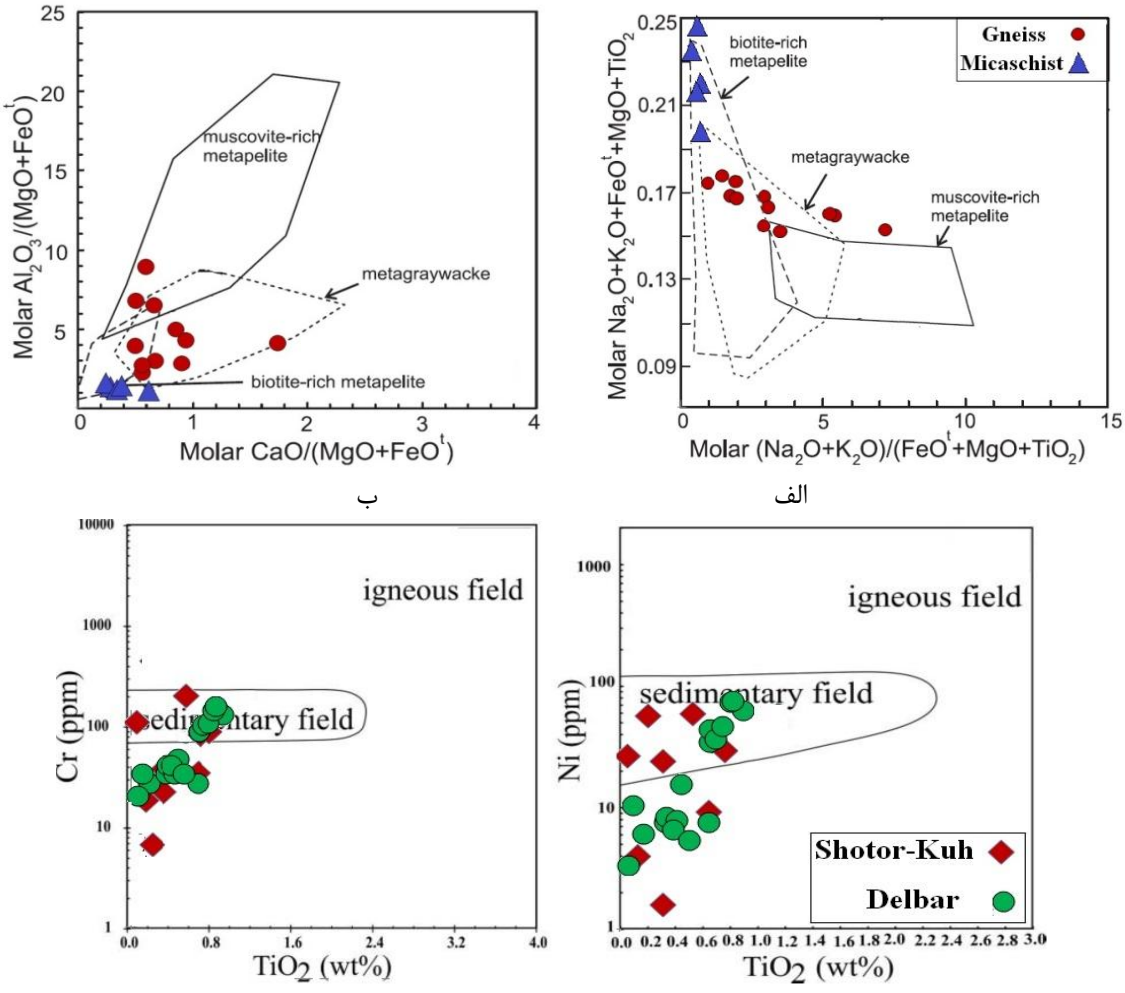
متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی شترکوه طیف متنوعی از سنگ‌ها نظیر فیلیت، میکاشیست، گارنت میکاشیست، گنیس، گارنت گنیس و میگماتیت را شامل می‌شوند. با در نظر گرفتن ترکیب کلی متاپلیت‌ها، آنها را می‌توان در سه دسته اصلی میکاشیست‌ها، گنیس‌ها و میگماتیت‌ها قرار داد.

۷-۲-۱- تعیین سنگ مادر متاپلیت‌ها

جهت تعیین ترکیب شیمیایی سنگ‌های رسوبی مادر سنگ‌های دگرگونی مجموعه شترکوه از نمودارهای ارائه شده در شکل ۷-۱ استفاده شده است. لازم به ذکر است در نمودارهای شکل ۷-۱- الف وب، گرایش نمونه‌ها به سمت متاگریوک‌ها به خاطر تغییراتی است که در کانی‌شناسی آنها صورت گرفته است و با تغییر مقادیر اکسیدهای دخیل در تعیین پارامترهایی که این نمودارها بر اساس آنها تعریف شده است، می‌باشد. در این نمودارها موقعیت ترکیبی نمونه‌ها از محل واقعی خود که متاپلیت‌ها هستند به سمت متاگریوک‌ها جابجایی و تغییر نشان می‌دهد. در واقع میکاشیست‌ها بهترین نماینده ترکیبی برای بررسی سنگ مادر مجموعه دگرگونی مورد مطالعه می‌باشد و غالباً دارای سنگ مادر شیلی هستند و سنگ‌های دگرگون شده آنها دارای ماهیت پلیتی می‌باشد. قرارگیری نمونه‌ها در محدوده متاگریوک تا حد زیادی ناشی از تغییرات کانی‌شناسی و ترکیبی سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد.

در نمودارهای مولار $(Na_2O+K_2O+FeO_t+MgO+TiO_2)$ در مقابل مولار $(Na_2O+K_2O)/(FeO_t+MgO+TiO_2)$ و $Al_2O_3/(MgO+ FeO_t)$ در مقابل $CaO/(MgO+ FeO_t)$ (PatiñoDouce, 1999) نمونه‌های متاپلیتی منطقه شترکوه غالباً منشاء متاگریوکی تا متاپلیتی سرشار از بیوتیت نشان می‌دهند. به نظر می‌رسد اختلاف موقعیت ترکیبی میکاشیست‌ها و گنیس‌ها در نمودارهای الف و ب شکل ۷-۲، به علت تحول کانی‌شناسی صورت گرفته از میکاشیست‌ها به سمت گنیس‌ها (یعنی کاهش تدریجی بیوتیت و افزایش مقدار فلدسپارهای پتاسیک) باشد. به تبع این تحول

مقادیر FeO_t، MgO و TiO_2 سنگ‌ها، از میکاشیست‌ها به سوی گنیس‌ها، کاهش محسوسی نشان می‌دهد و این امر باعث می‌شود تا موقعیت ترکیبی سنگ‌های والد از محدوده متاپلیت‌های سرشار از بیوتیت به سمت متاگریوک‌ها گرایش پیدا کند. از سوی دیگر قلمروهای ترکیبی متاپلیت‌های سرشار از بیوتیت و متاگریوک‌ها را باید سنگ منشاء رسوبات یا سنگ‌های رسوبی در نظر بگیریم که خود والد متاپلیت‌ها، متاگریوک‌ها و متاپسامیت‌های کنونی مجموعه شترکوه بوده‌اند.

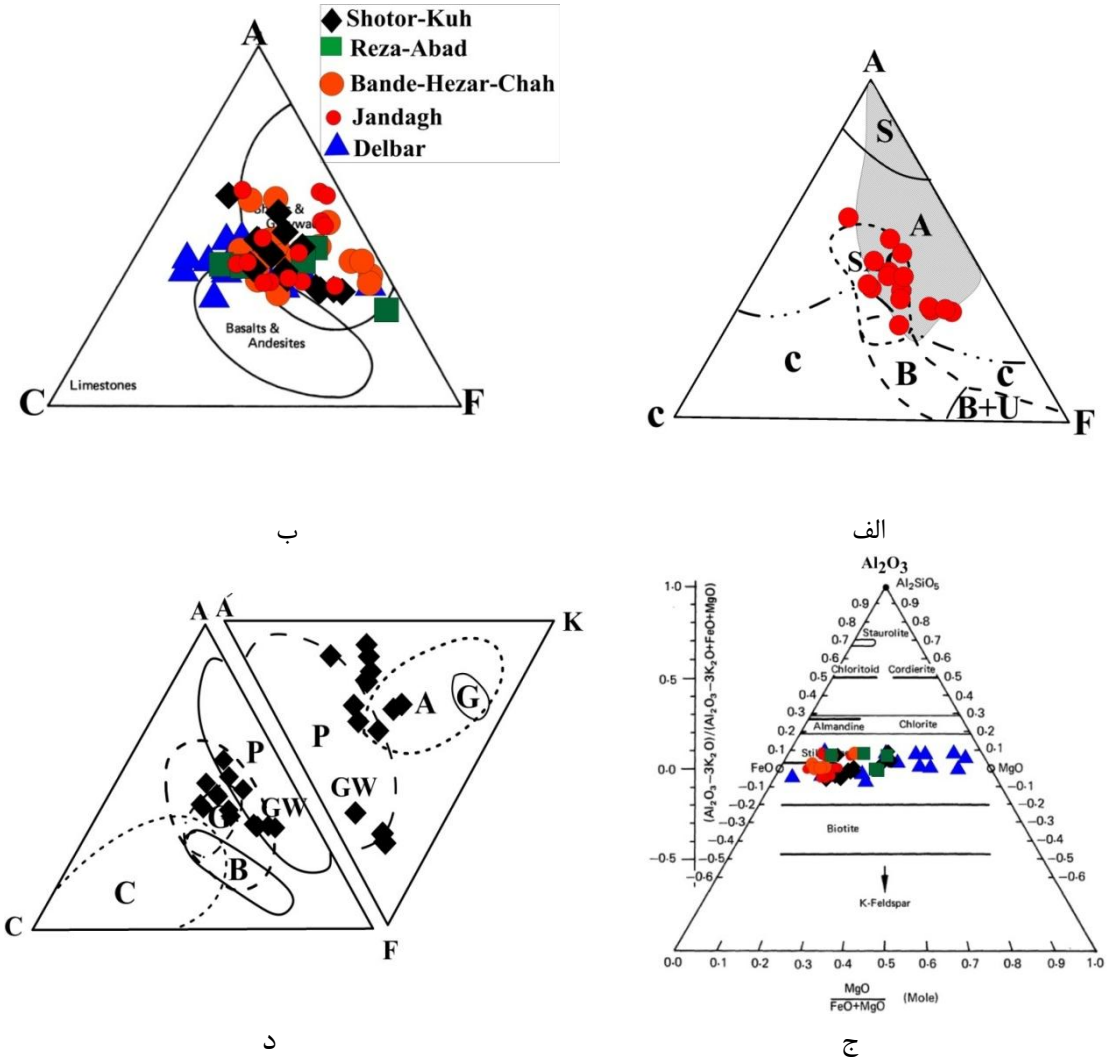


شکل ۷-۱- الف) نمودار مولار ($Na_2O+ K_2O+ FeO_t+ MgO+ TiO_2$) در مقابل مولار ($Na_2O+K_2O$)/($FeO_t+MgO+TiO_2$) که نشان‌دهنده محدوده‌های ترکیبی پلیت‌های غنی از مسکوویت، متاگریوک‌ها و پلیت‌های غنی از بیوتیت می‌باشد (Patiño Douce,1999) ب) نمودار (Al_2O_3/($MgO+FeO_t$) در مقابل CaO/($MgO+FeO_t$)، (Patiño Douce,1999) ج و د) نمودارهای Cr و Ni در مقابل TiO_2 (Nagarajan et al., 2007)، داوودیان دهکردی و همکاران، ۱۳۹۶) به منظور تعیین منشاء سنگ‌های متاپلیتی مورد مطالعه.

از فراوانی Cr و Ni نیز می‌توان به عنوان شاخصی برای بررسی خاستگاه سنگ‌های دگرگونی استفاده کرد. در نمودار(ppm) Cr و(ppm) Ni در مقابل (wt.%) TiO_2 نمونه‌های متاپلیتی مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه و مجموعه دلبر دارای خاستگاه رسوبی بوده و پاراگنیس محسوب می‌شوند.

در نمودار ACF نمونه‌های متاپلیتی مجموعه شترکوه عمدتاً در محدوده ترکیبات مادر شیلی و گریوکی قرار می‌گیرند (شکل ۷-۲- الف و ب). علیرغم تهیه تعداد زیادی مقطع نازک (بیش از ۵۰۰ نمونه) از سنگ‌های دگرگونی مجموعه شترکوه، کانی‌های آلومینوسیلیکاته بارز نظیر آندالوزیت، سیلیمانیت و کیانیت در آنها دیده نشد و این موضوع دلیل قانع کننده‌ای است که نشان می‌دهد سنگ منشاء دگرگونی‌های مورد نظر از Al فقیر بوده‌اند. از طرف دیگر نمودار AFM تامپسون نشان می‌دهد بیشتر ترکیبات سنگی مورد مطالعه در محدوده پایداری میکاها و گارنت‌های پیرالسپیتی (پیروپ، آلماندین، اسپسارتین) قرار می‌گیرند (شکل ۷-۲- ج). حضور گسترده میکا و گارنت در سنگ‌های مورد مطالعه این موضوع را تأیید می‌کند.

پس از تعیین و محاسبه شاخص‌های A، C، A´، K و F، محل آنها بر روی نمودارهای A´FK و ACF تصویر شد (شکل ۷-۲- د). با توجه به این نمودار مشخص می‌شود که سنگ مادر سنگ‌های متاپلیتی مجموعه شترکوه را پلیت‌هایی تشکیل می‌داده‌اند که در طی فرایندهای دگرگونی به شیست، گنیس و میگماتیت تبدیل شده‌اند.



الف ب

ج د

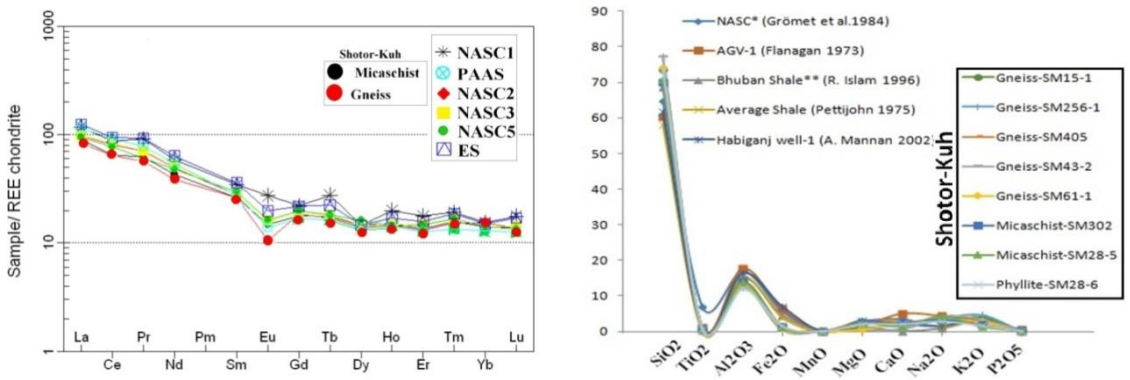
شکل ۷-۲- الف) نمودارACF برای نشان دادن محدوده ترکیب شیمیایی غالب سنگ‌های دگرگونی مجموعه شترکوه . A= سنگ‌های آلومینی، B = سنگ‌های بازیک، B+U = سنگ‌های بازیک و اولترابازیک، C = سنگ‌های کربناته و دیگر رسوبات شیمیایی، S = سنگ‌های سیلیسی، SAC = سنگ‌های سیلیسی- آلکالی- کلسیک (Raymond, 2002). ب) نمودارACF برای نمونه‌های متاپلیتی مناطق جنوب شرق شاهرود (Miyashiro, 1973)، ج) نمودار AFM تامپسون (Miyashiro, 1973). د) نمودار A´FK و ACF (Winkler, 1976) برای تعیین سنگ مادر سنگ‌های متاپلیتی مجموعه شترکوه، (P: سنگ‌های پلیتی، Gw: گریوک‌ها، G: گرانیتوئیدها، C: سنگ‌های آهکی، B: سنگ‌های بازالتی، A، آندزیت)

$A=[Al_2O_3] + [Fe_2O_3]-([Na_2O]+[K_2O])$ $C=[CaO]- 3.3[P_2O_5]$ $F=[FeO]+[MgO]+[MnO]$

$[A´=[Al_2O_3] + [Fe_2O_3]-([Na_2O]+[K_2O]+[CaO])$ $K=[K_2O]$

جهت تعیین دقیق ترکیب اولیه سنگهای متاپلیتی مجموعه شترکوه از مقادیر میانگین شیل‌های مرجع آمریکای شمالی (Flanagan, 1973), Bhuban NASC* (Grömet et al.,1984) AGV-1 ،Shale (Islam, 1996), (Pettijohn, 1972) و ((Mannan, 2002 Habiganj well-1 استفاده شده است. مقادیر ترکیبی نمونه‌های مجموعه شترکوه با مقادیر میانگین شیل‌های مرجع، شباهت بسیار

نزدیکی نشان می‌دهد و بیانگر سنگ والد پلیتی آنها می‌باشد (شکل ۷-۳- الف). همچنین جهت تعیین دقیق ماهیت سنگ‌های متاپلیتی و تعیین منشاء آنها علاوه بر استفاده از مقادیر عناصر اصلی، از عناصر کمیاب و REE نیز جهت مقایسه با مقادیر میانگین این عناصر در شیل‌های استاندارد استفاده شده است. به طور مقایسه‌ای مقدار عناصر REE نمونه‌های میکاشیستی و گنیسی منطقه شترکوه با میانگین مقادیر REE شیل‌های استاندارد بر روی شکل ۷-۳- ب نشان داده شده است، الگوی مقادیر میانگین گروه‌های سنگی میکاشیستی و گنیسی شباهت بسیار نزدیکی با یکدیگر نشان می‌دهند که بیانگر ارتباط ژنتیکی آنها با یکدیگر می‌باشد عناصر REE شیل‌های مرجع از NASC1 (Haskin & Frai, 1966)، NASC2 (Haskin & Haskin, 1966) ، NASC3(Haskin et al., 1968)، و NASC5 (Gromet et al., 1984) ، ES (Haskin & Haskin, 1966)، PASS (McLennan, 1989) اقتباس شده است.

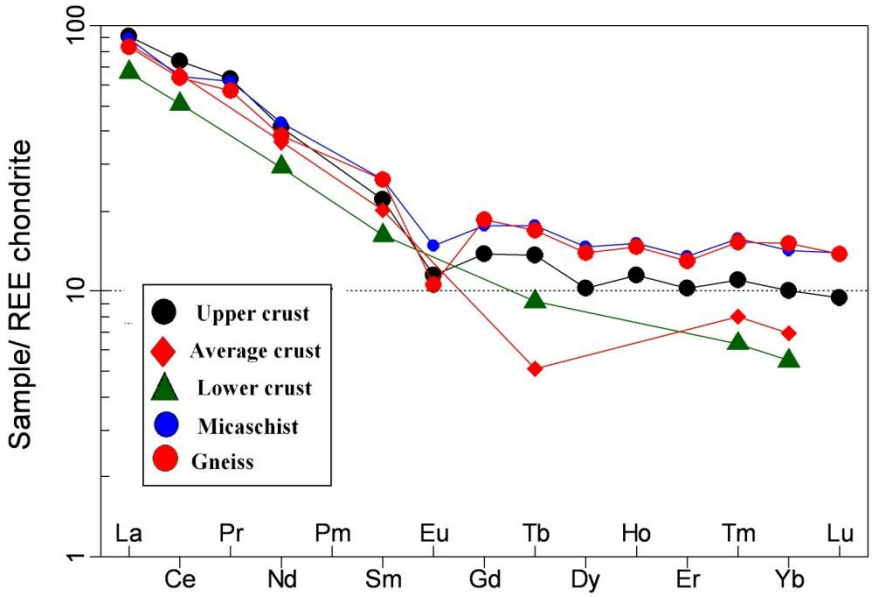


الف ب

شکل ۷-۳- الف) مقایسه مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های متاپلیتی مورد مطالعه با میانگین شیل‌های استاندارد دنیا. ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984) برای میانگین نمونه‌های میکاشیستی، گنیسی و لوکوگرانیتی مورد مطالعه به طور جداگانه و مقایسه آنها با میانگین مقادیر REE شیل‌های استاندارد (NASC1, 2, 3, 5 و ES و PAAS).

با مقایسه مقادیر مرجع عناصر کمیاب و REE در پوسته قاره‌ای بالایی (Taylor & McLennan, 1981)، تحتانی (Weaver & Tarney, 1984) و میانگین پوسته قاره‌ای (Weaver & Tarney, 1984) می‌توان به ماهیت سنگ‌های متاپلیتی و منشاء آنها پی برد. میانگین مقادیر عناصر کمیاب و REE

نمونه‌های متاپلیتی مجموعه دگرگونی شترکوه، با میانگین مقادیر مرجع این عناصر با یکدیگر در نمودارهای بهنجار شده نسبت به مقادیر REE کندریت (Nakamura, 1974) ترسیم شد (شکل ۷-۴). بر اساس این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه با میانگین مقادیر مرجع، شباهت زیادی دارند و بیانگر شباهت بیشتر آنها با الگوهای عناصر REE پوسته قاره‌ای بالایی است.



شکل ۷-۴- نمودار بهنجار شده نسبت به مقادیر REE کندریت (Nakamura, 1974) برای میانگین مقادیر عناصر REE نمونه‌های متاپلیتی و گرانیت ها و مقایسه با میانگین مقادیر مرجع پوسته‌های بالایی، میانی و متوسط پوسته.

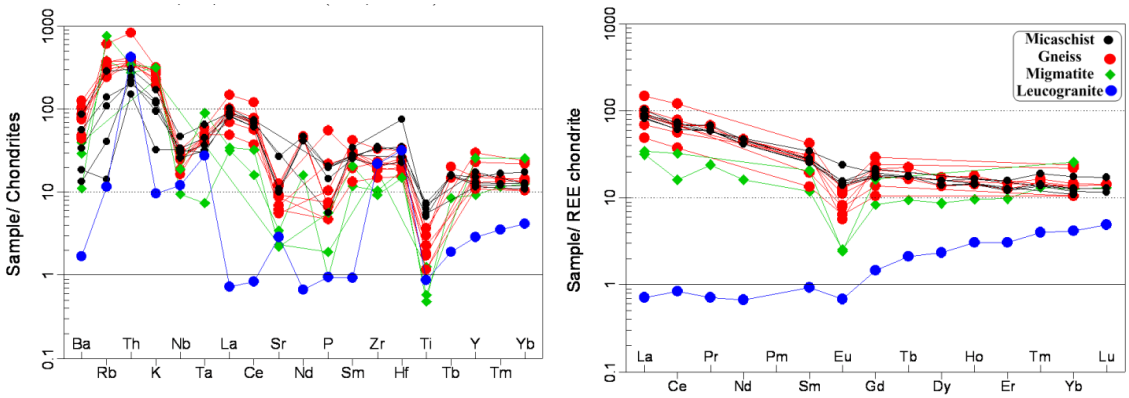
۷-۲-۲- نمودارهای بهنجار شده و عنکبوتی سنگ‌های متاپلیتی

نمودار عناصر نادر خاکی (REE) نسبت به مقادیر کندریتی (Nakamura, 1974) و نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (Thompson, 1982) و گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) برای نمونه‌های مورد مطالعه در شکل ۷-۸ ترسیم شده است. این نمودارها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها دارای آنومالی منفی Eu و غنی‌شدگی از LREE هستند و برای عناصر HREE الگوی تقریباً مسطحی را نشان می‌دهند. میگماتیت‌ها نسبت به گنیس‌ها و میکاشیست‌ها از مقادیر کمتری REE برخوردارند که می تواند به دلیل کاهش کانی‌های حامل این عناصر می‌باشد. نمونه لوکوگرانیت سرشار از سدیم است در صورتی که در سنگ‌های متاپلیتی تحت فشارهای بالا ذوب شوند، مذاب تولید شده تمایل دارد از Na_2O غنی‌تر باشد. این نمونه به علت نداشتن کانی‌های مافیک یا کانی‌های

حامل عناصر خاکی نادر به شدت از این عناصر فقیر می‌باشند و در نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت روند متمایزی را نشان می‌دهد.

آنومالی منفی Ti و Nb در میگماتیت‌ها و لوکوگرانیت‌ها با تفریق فازهای تیتانیوم‌دار مانند تیتانیت، تیتانومگنتیت و غیره توجیه می‌شود. به علاوه این آنومالی، می‌تواند در ارتباط با فرایندهای پتروژنتیکی نظیر مشارکت پوسته قاره‌ای در فرایندهای ماگمایی باشد (Tchameni et al, 2006). آنومالی منفی Ti و Nb به همراه غنی‌شدگی از U, Th, Pb و K، به اهمیت سنگ‌های پوسته‌ای در منشاء ماگما اشاره دارد (Almeida et al, 2007). مطالعه و بررسی نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نشان می‌دهد، آنومالی منفی Ti, P, Sr, Ba و Nb از یک طرف و از طرف دیگر آنومالی مثبت K, Rb, Th, La و Ce، نشاندهنده آن است که سنگ‌های مورد مطالعه بخشی از پوسته قاره‌ای هستند.

نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به Chondrites (Thompson, 1982) نشان می‌دهد لوکوگرانیت‌های مورد مطالعه بطور مشخص از عناصر Ba، Nb، Sr، P، Ti و Eu تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۷-۴). از آنجا که بسیاری از لوکوگرانیت‌های مورد مطالعه، ترکیب فلسیک داشته و صرفاً اولین مذاب‌های حاصل از ذوب بوده‌اند، ترکیب آنها به نقطه اوتکتیک نزدیک است و بسیاری از فازهای دیرگداز و حتی پلاژیوکلازها نیز ممکن است در ترکیب آن مشارکت نداشته باشند. بنابراین تهی‌شدگی‌های شدید Ba, Sr, Eu, Ti, P با توجه به ترکیب سنگ‌شناسی سنگ والد آنها که غالباً ترکیبات متاپلیتی و کوارتز- فلدسپاتی دگرگون شده هستند قابل توجیه است. مذاب‌های فلسیک حاصل، غالباً متشکّل از فلدسپارهای پتاسیم‌دار (ارتوز و میکروکلین) و کوارتز هستند. در برخی موارد آلبیت، مسکوویت و تورمالین نیز به ترکیب آنها اضافه می‌شود.

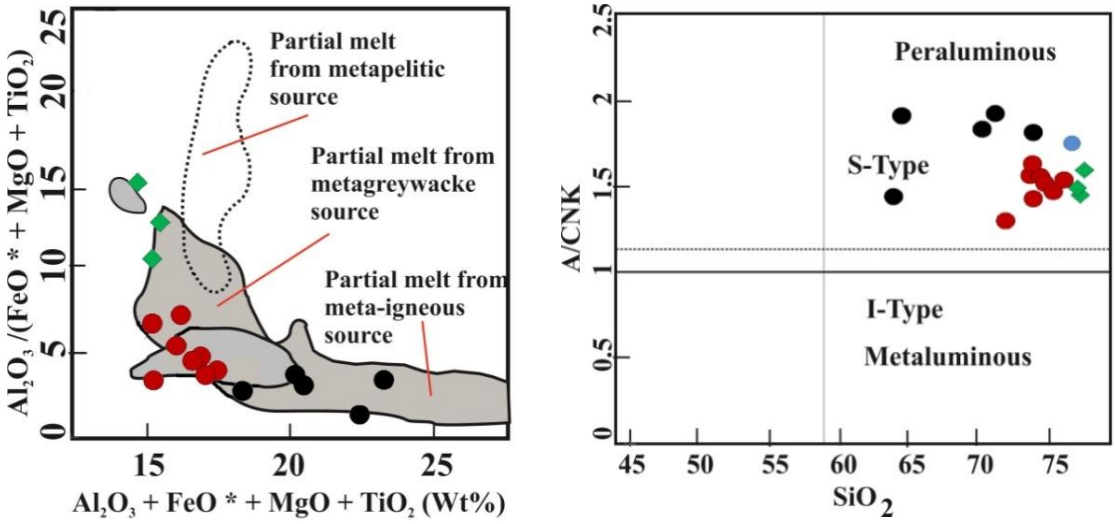


شکل ۷-۴- الف) نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974)، ب) نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (Thompson, 1982) ج و د) و نسبت به گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) برای متاپلیت‌ها (میکاشیست‌ها و گنیس‌ها) لوکوگرانیت و میگماتیت جهت مقایسه آنها با یکدیگر.

بر اساس درجه اشباع از آلومین به صورت شاخص ASI (Shand , 1943) می‌توان ماهیت به ترکیب معادل مذاب این متاپلیت‌ها دست یافت. این شاخص به صورت نسبت میلی‌کاتیونی Al/(Ca-1.76P+Na+K) محاسبه می‌شود (Frost et al., 2001). اگر ASI<1 باشد و مجموع مولی پتاسیم و سدیم کمتر از مقدار مولی Al باشد (Na+K<Al) سنگ متاآلومین خواهد بود. اگر ASI<1 باشد و مجموع Na+K>Al باشد، سنگ پرآلکالن است. جهت تعیین درجه اشباع از آلومین و تعیین ماهیت ترکیب معادل مذاب حاصل از ذوب این متاپلیت‌ها، از نمودار A/CNK-SiO_2 (Chappel & White, 1974) استفاده شده است. نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این نمودار غالباً دارای مقدار A/CNK>1.6 هستند و در محدوده پرآلومین قرار می‌گیرند. مذاب‌های حاصل از ذوب آنها، بر اساس این ویژگی، همگی با مذاب‌های سازنده گرانیتوئیدهای نوع S شباهت زیادی دارند (شکل ۷-۵- الف).

علاوه بر شواهد صحرایی و کانی‌شناسی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی نیز منشأ گرفتن مذاب‌های گرانیتی از ذوب شیست‌ها و گنیس‌های دگرگون شده را مورد تأیید قرار می‌دهند. در نمودارهای عنکبوتی، میگماتیت‌ها و لوکوگرانیت‌های شترکوه با سنگ‌های متاپلیتی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی تقریباً مشابهی نشان می‌دهند. به علاوه نمودار Al_2O_3/(FeO* +MgO+ TiO_2) در مقابل (Al_2O_3 +FeO* +MgO

TiO_2 +) برگرفته از Patino Douce, 1999 نشان می‌دهد که لوکوگرانیت‌های مجموعه شترکوه از نوع S و دارای منشاء پوسته‌ای هستند (شکل ۷-۵- ب).



ب الف

شکل ۷-۵- الف) نمودار A/CNK-SiO_2 (Chappel and White, 1974) برای ترکیبات معادل مذاب حاصل از ذوب متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه. با توجه به این نمودار، تمامی نمونه‌های متاپلیتی در محدوده نوع S و پرآلومین قرار می‌گیرند. ب) نمودار Al_2O_3/(FeO* +MgO+ TiO_2) در مقابل (Al_2O_3 +FeO* +MgO + TiO_2) برگرفته از (Patino Douce, 1999)

۷-۳- ژئوشیمی متابازیت‌ها

همانطور که در بخش زمین‌شناسی منطقه گفته شد متابازیت‌ها را می‌توان در سه گروه بازالت‌ها و آتشفشانی – تخریبی‌های وابسته، دسته دایک‌های بازیک و توده‌های آذرین بازیک تفرق یافته (پریدوتیت، الیوین‌گابرو، گابرو و دیوریت) رده‌بندی کرد.

جدول۷-۳- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل متابازیت‌ها.

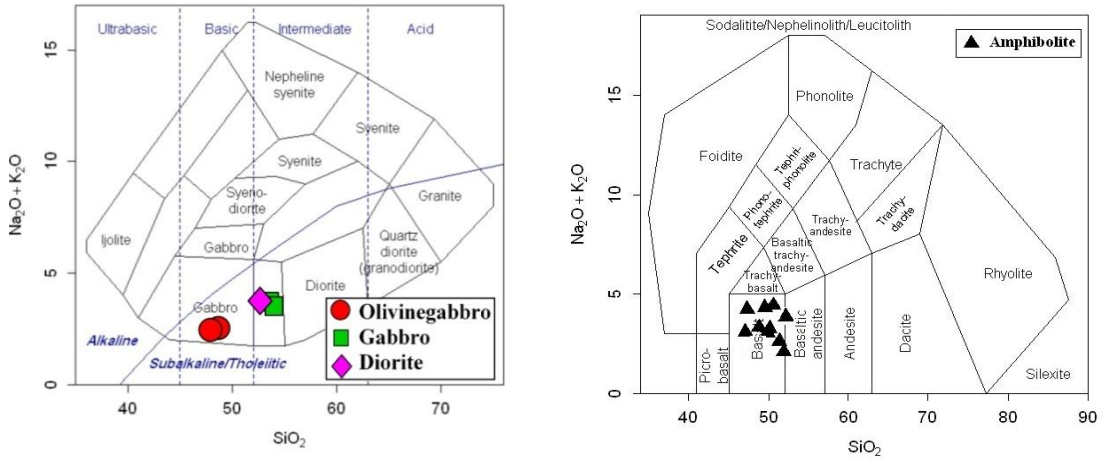
Sample name	SM1-8	SM245-2	SM300	SM394-2	SM7-5/3	SM7-5/4	SM147-1	SM311-1	SM-gabbro
		Amphibolite			Olivine Gabbro		Diorite	Gabbro	
Major elements (wt %)									
SiO_2	48.76	49.50	49.88	47.31	48.00	48.51	52.68	53.58	54.00
TiO_2	1.61	2.87	2.47	3.18	0.50	0.57	0.59	0.72	0.98
Al_2O_3	15.15	13.87	13.72	14.34	19.65	19.67	15.54	14.47	16.01
FeO_t	13.26	15.29	15.32	15.11	7.73	7.74	8.28	10.26	8.76
FeO	11.05	12.74	12.77	12.59	6.44	6.45	6.37	7.90	6.74
Fe_2O_3	2.21	2.55	2.55	2.52	1.29	1.29	1.91	2.37	2.02
MnO	0.20	0.23	0.21	0.21	0.14	0.13	0.13	0.16	0.18
MgO	7.84	5.10	5.45	5.77	10.95	10.16	8.64	7.83	7.06
CaO	9.68	8.34	9.62	9.24	10.72	10.78	10.41	9.28	9.39
Na_2O	2.49	3.25	2.34	3.39	2.12	2.24	3.05	2.46	3.09
K_2O	0.81	1.04	0.67	0.81	0.12	0.14	0.62	1.15	0.41
P_2O_5	0.19	0.50	0.31	0.64	0.05	0.05	0.06	0.08	0.13
LOI	1.56	0.72	0.66	1.18	0.12	0.18	1.04	0.92	0.46
TOTAL	98.55	99.60	99.49	98.67	99.32	99.48	98.64	98.88	99.47

ادامه جدول۷-۳

Trace elements (wt %)									
Cr	180.1	36.3	18.9	51.8	393.7	347.0	390.9	77.3	266.1
Cu	37.80	28.40	50.80	43.90	74.70	70.00	22.30	26.20	11.30
Ba	173.30	197.9	39.00	168.50	9.20	44.50	109.30	135.5	60.20
Ni	63.10	11.20	9.40	27.20	256.80	258.7	128.80	31.10	83.90
Sr	182.6	215.0	184.5	434.8	121.8	133.5	119.9	113.1	133.3
V	293.1	352.6	320.9	323.0	122.4	123.6	169.5	238.9	213.2
Zr	115.20	203.6	192.3	249.20	24.60	27.60	51.80	85.40	95.80
Zn	95.60	117.3	132.1	89.50	54.80	69.00	78.50	65.70	65.10
Li	18.99	9.25	12.73	12.78	1.04	1.45	4.25	10.66	8.90
Be	0.77	1.30	1.25	1.47	0.18	0.23	0.59	1.03	1.07
Sc	46.25	36.74	40.59	25.58	22.31	20.80	30.97	45.80	38.72
V	275.6	313.2	320.5	304.8	120.0	123.9	165.0	224.5	200.0
Cr	174.5	46.3	27.4	59.8	363.8	333.4	375.0	92.7	245.2
Co	40.64	37.17	45.19	43.17	46.11	45.40	39.16	36.53	29.16
Ni	80.31	19.75	14.55	40.04	245.09	263.9	139.35	38.54	84.12
Cu	56.76	52.82	86.75	72.21	88.55	91.87	36.57	39.74	29.51
Zn	101.74	146.6	161.4	119.75	53.01	69.04	74.44	69.22	67.53
Ga	18.93	20.87	22.01	23.96	13.26	14.24	13.95	16.25	17.03
Rb	24.72	38.21	6.83	23.13	3.82	4.29	11.19	32.56	7.34
Sr	196.84	211.8	188.4	422.87	125.41	134.5	123.94	124.0	135.37
Y	32.29	41.35	38.01	29.15	10.90	11.36	19.08	23.63	31.94
Zr	126.97	215.6	213.0	281.80	30.59	33.35	63.53	57.61	154.83
Nb	8.51	16.35	20.53	37.85	1.68	1.86	4.86	4.69	5.79
Cs	0.48	2.07	0.23	2.31	0.22	0.26	0.47	0.53	0.20
Ba	159.57	211.2	86.10	199.54	49.36	68.60	123.11	162.6	84.54
Rare earth elements (ppm)									
La	10.48	23.50	16.90	35.43	2.49	2.92	10.12	9.98	13.16
Ce	23.00	53.02	37.65	77.92	6.64	6.98	19.77	21.21	27.81
Pr	3.56	7.13	5.47	10.28	0.92	0.97	2.48	2.78	4.07
Nd	16.60	31.04	23.92	42.48	4.58	4.86	10.99	12.21	18.30
Sm	4.66	7.88	6.55	8.92	1.37	1.46	2.78	3.14	4.80
Eu	1.63	2.30	2.01	2.60	0.60	0.66	0.74	0.92	1.07
Gd	5.11	7.96	6.82	8.21	1.57	1.61	2.85	3.53	5.12
Tb	0.99	1.36	1.18	1.26	0.30	0.31	0.52	0.67	0.98
Dy	6.30	8.22	7.65	6.55	2.00	2.07	3.47	4.38	6.27
Ho	1.37	1.68	1.65	1.23	0.44	0.45	0.77	0.97	1.31
Er	3.80	4.61	4.42	3.04	1.26	1.28	2.18	2.68	3.70
Tm	0.56	0.66	0.65	0.42	0.19	0.20	0.33	0.41	0.55
Yb	3.61	4.23	3.92	2.54	1.28	1.28	2.15	2.65	3.59
Lu	0.55	0.63	0.58	0.37	0.19	0.20	0.33	0.40	0.53
Hf	3.28	5.66	5.44	7.34	0.98	1.03	1.94	1.77	4.21
Ta	0.59	1.17	1.34	2.57	0.12	0.12	0.39	0.36	0.45
Tl	0.13	0.31	0.08	0.14	0.05	0.06	0.08	0.17	0.07
Pb	4.32	4.24	19.13	4.46	3.38	11.45	9.66	5.15	9.55
Bi	0.04	0.04	0.48	0.08	0.03	0.16	0.15	0.07	0.15
Th	1.18	2.90	3.06	4.21	0.50	0.52	4.37	4.41	3.93
U	0.31	0.74	1.36	1.27	0.11	0.16	1.03	0.67	1.02
Norm (CIPW)%									
Q	0.00	0.00	2.28	0.00	0.00	0.00	0.00	2.66	3.60
Or	4.80	6.17	3.98	4.79	0.71	0.83	3.66	6.81	2.44
Ab	21.04	27.53	19.82	28.64	17.98	18.97	25.82	20.80	26.12
An	27.78	20.15	24.94	21.54	43.73	43.20	26.88	25.05	28.63
Ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Di	15.61	15.01	17.32	16.73	7.34	7.99	19.66	16.67	13.88
Hy	13.16	17.01	22.55	2.71	10.16	11.44	16.14	23.04	20.27
Ol	10.91	3.83	0.00	14.42	17.14	14.50	3.82	0.00	0.00
Mt	3.21	3.70	3.70	3.65	1.87	1.87	2.77	3.44	2.93
Il	3.07	5.46	4.70	6.05	0.96	1.09	1.12	1.36	1.85
Ap	0.46	1.19	0.74	1.51	0.12	0.12	0.14	0.19	0.31
Sum	100	100	100	100	100	100	100	100	100

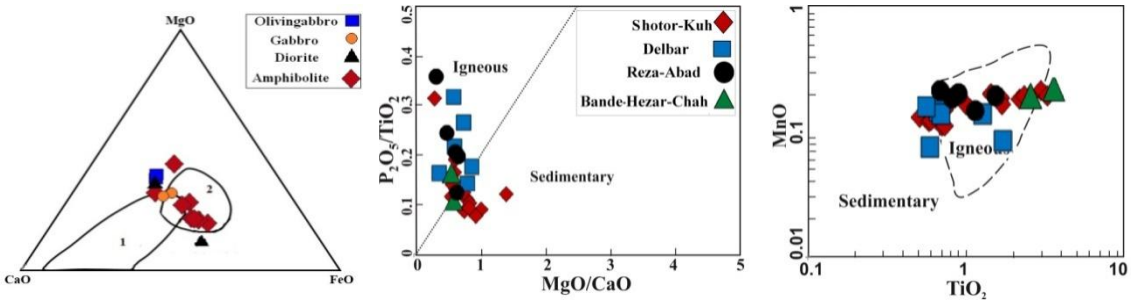
موقعیت ترکیبی آمفیبولیت‌ها بر روی نمودار Na_2O/K_2O در مقابل SiO_2 (Middlemost, 1985) نشان می‌دهند که این سنگ‌ها دارای ترکیب اولیه بازالتی بوده‌اند (شکل ۷-۶- الف). الیوین، پیروکسن، پلاژیوکلاز، گارنت و درشت بلورهای هورنبلند به عنوان کانی‌های اصلی متابازیت‌ها محسوب

می‌شوند. گابرودیوریت‌ها و دیوریت‌ها نیز بر روی نمودار Na_2O/K_2O در مقابل SiO_2 (Cox et al., 1979) در قلمرو ترکیبی گابرو و گابرودیوریت واقع می‌شوند (شکل ۷-۶- ب). به دلیل نداشتن آنالیز شیمی از پریدوتیت‌ها، به آنها پرداخته نشده است.



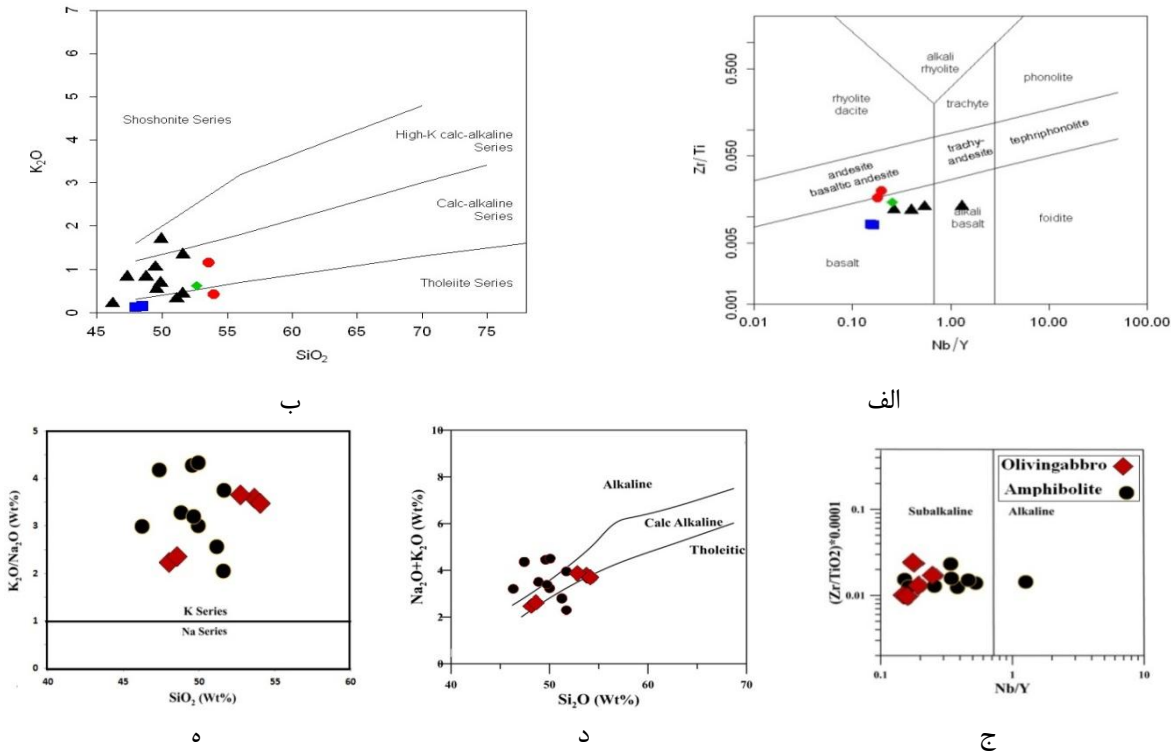
شکل ۷ -۶- الف) طبقه‌بندی آمفیبولیت‌های مجموعه شترکوه با استفاده از نمودارهای Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (Middlemost, 1985). ب) طبقه‌بندی گابرودیوریت‌های مجموعه شترکوه با استفاده از نمودارهای Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (Cox et al., 1979).

علاوه بر تعیین نوع متابازیت‌های مورد مطالعه، بر اساس شیمی عناصر اصلی، جهت تعیین ماهیت سنگ والد سازنده آنها قبل از دگرگونی، می‌توان از نمودار TiO_2 در مقابل MnO (Misra, 1971) (شکل ۷- ۷- الف) و تغییرات نسبت P_2O_5/TiO_2 در مقابل نسبت MgO/ CaO (Werner, 1987) (شکل ۷-۷- ب) استفاده کرد. بر اساس این نمودارها متابازیت‌های مورد مطالعه غالباً در محدوده ترکیبی دارای خاستگاه آذرین قرار می‌گیرند. همچنین در نمودار Walker et al., 1960 آنها در محدوده ارتوآمفیبولیت قرار می‌گیرند (شکل۷-۷- ج). لذا با توجه به مشاهدات صحرایی و پتروگرافی، ماهیت آذرین آنها نیز تأیید می‌شود و همچنین بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، ماهیت مافیک آنها کاملاً محرز می‌باشد.



شکل ۷-۷- الف) نمودار TiO_2 در مقابل MnO (Misra, 1971) و ب) نمودارهای تغییرات نسبت P_2O_5/TiO_2 در مقابل نسبت MgO/ CaO (Werner, 1987). د. ج) نمودار MgO، CaO و FeO از Walker et al (1960)، نشان می‌دهد نمونه-های متابازیتی متعلق به مناطق پی‌سنگی و گندوانایی شمال ایران مرکزی از نوع ارتوآمفیبولیت هستند. محدوده ۱: پاراآمفیبولیت و محدوده ۲: ارتوآمفیبولیت.

به منظور تعیین ترکیب مذاب‌های سازنده سنگ والد اولیه متابازیت‌ها از نمودارهای معمول نامگذاری سنگ‌های آذرین خروجی به کمک داده‌های شیمی سنگ کل استفاده شده است (شکل ۷-۸).

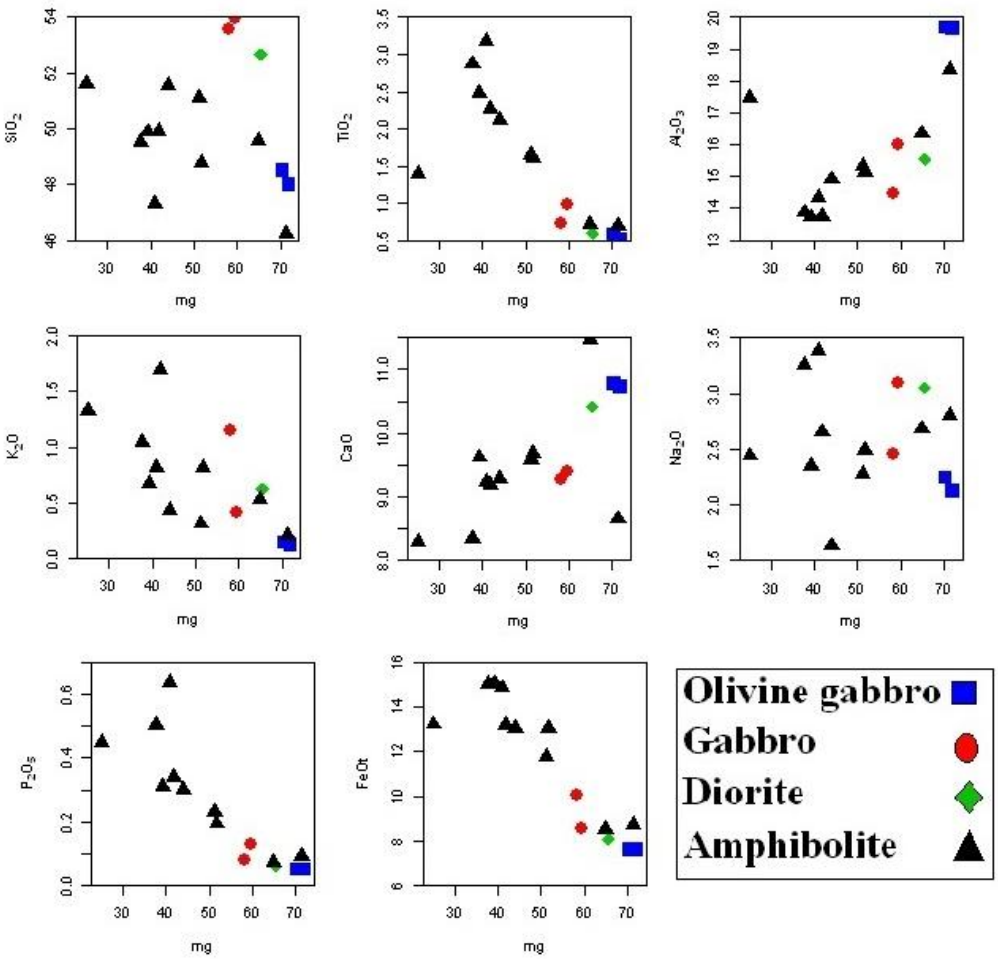


شکل ۷-۸- الف) نمودار تغییرات نسبت Zr/Ti در مقابل Nb/Y (Pearce, 1996) برای متابازیت‌های مورد مطالعه و ب) نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo & Taylor, 1976) و ماهیت کالک‌آلکالن متابازیت‌های منطقه شترکوه بر روی آن. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای الف) Nb/Y در برابر (Zr/TiO_2)*0.0001 (Winchester & Floyd, 1977). ب) SiO_2 برابر Na_2O+K_2O (Irvine & Baragar, 1971). ه) تغییرات K_2O/Na_2O در برابر SiO_2 (Emami, 1981) برای تفکیک سری‌های سدیک و پتاسیک.

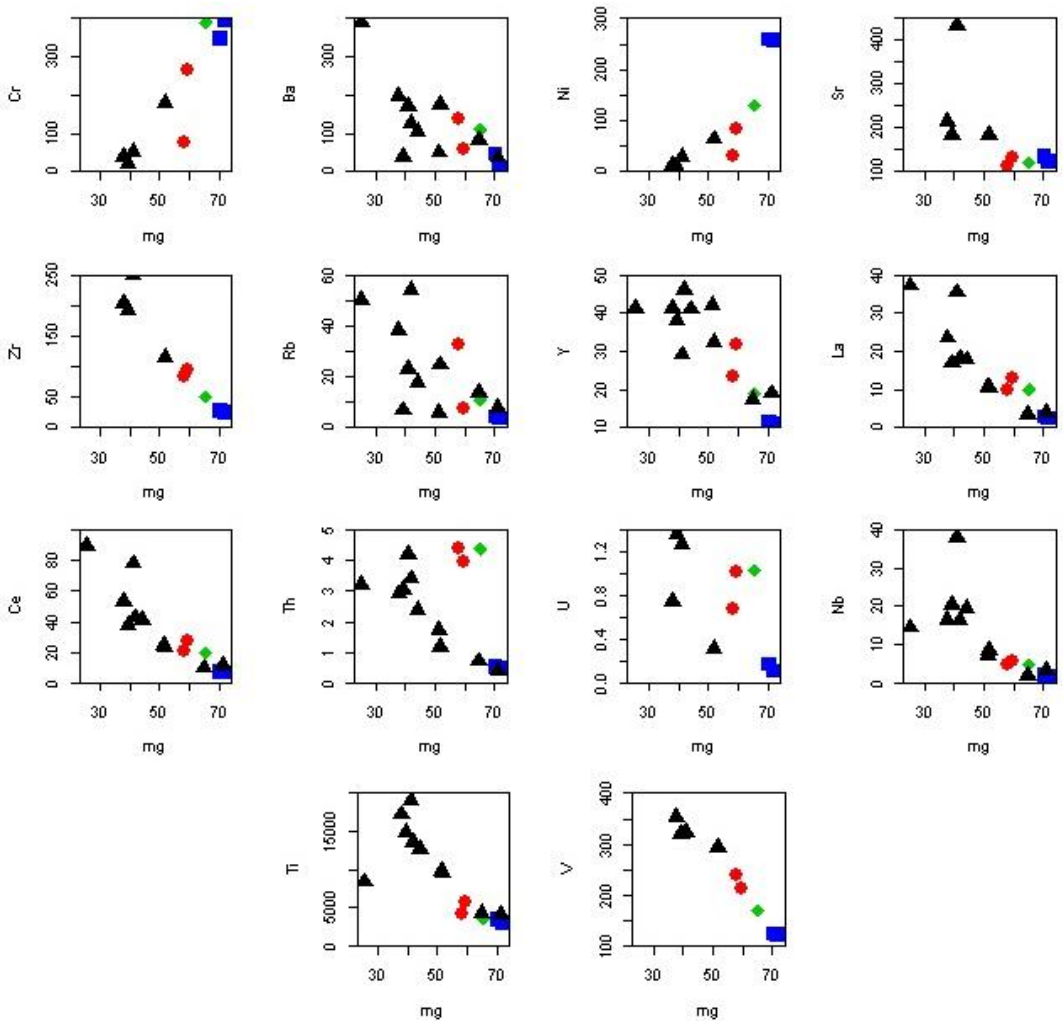
این سنگ‌ها بر روی نمودار تغییرات نسبت Zr/Ti در مقابل Nb/Y (Pearce, 1996)، ترکیب معادل بازالت‌ها و آندزی بازالت‌ها را نشان می‌دهد (شکل ۷-۸- الف). به علاوه موقعیت ترکیبی آنها بر روی نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo & Taylor, 1976) غالباً ماهیت کالک‌آلکالن را نشان می‌دهد (شکل ۷-۸- ب). همچنین از نمودار Nb/Y در مقابل $(Zr/TiO_2)*0.0001$ (Winchester & Floyd, 1977) و SiO_2 در برابر Na_2O+K_2O (Irvine & Baragar, 1971) برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه استفاده شده است. بر اساس این نمودارها، تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سری‌های کالک آلکالن واقع شده‌اند (شکل ۷-۸- ج و د). از نمودار تغییرات K_2O/Na_2O در برابر SiO_2 (Emami, 1981) برای تفکیک سری‌های سدیک و پتاسیک از یکدیگر استفاده شد، که بر اساس این نمودارها، نمونه‌های مورد مطالعه از نوع پتاسیک می‌باشند (شکل ۷-۸- ه).

بازدیدهای صحرایی دقیق در سرزمین‌های قدیمی ایران نشان می‌دهد که سنگ والد متابازیت‌های مجموعه دگرگونی شترکوه غالباً ابتدا به صورت دایک، روانه‌های گدازه‌ای و توده‌های نفوذی کوچک مقیاس بوده‌اند. لازم به ذکر است پریدوتیت‌های حاصل تبلور انباشتی و موضعی الیوین و پیروکسن‌ها هستند و معمولاً در قاعده یا حاشیه توده‌های گابرودیوریتی یافت می‌شوند. لذا این سنگ‌ها دارای ماهیت آذرین بوده و می‌توان آنها را ارتوآمفیبولیت نامید. داده‌های ژئوشیمی ترکیب عناصر اصلی نشان می‌دهند، متابازیت‌های مورد مطالعه دارای مقادیر (SiO_2 (46.21-54%)، Al_2O_3(13.71-19.65%)، CaO(8.3-10.8%)، FeO (7.73-15.31%)، MgO (2.49-12.2%) و TiO_2 (0.5-3.2%) هستند. لازم به ذکر است در ترسیم نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب، به منظور دستیابی به استنباطی منطقی‌تر از داده‌های بدست آمده از تجزیه شیمیایی نمونه‌های آمفیبولیتی (Rahmati-Ilkhchi, 2009) نیز استفاده شده است. آمفیبولیت‌های با منشاء آذرین غالباً دارای محتوای پایین SiO_2 (49.07%)، محتوای بالای Al_2O_3(16.58%)، Fe_2O_3(11.8%)، MgO(5.61%)، CaO(10.72%)، TiO_2(1.17%) هستند (Moghazi et al., 2012).

بررسی تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر فرعی و خاکی نادر در مقابل عدد منیزیم (#Mg) (که به عنوان معیاری برای تحولات سنگ‌های متابازیتی مورد استفاده قرار گرفته است) نشان می‌دهد که در مجموع یک پیوستگی ترکیبی بین سنگ‌های آذرین بازیک منشاء و متابازیت‌های حاصل از آنها مشاهده می‌شود (شکل ۷-۹-۱۰). این امر بخصوص از نمودارهای اکسیدهای عناصر کم تحرک‌تر یا عناصر فرعی کم تحرک نظیر TiO_2، P_2O_5 ، FeO_T، Al_2O_3، Zr، Ce و ... استنباط می‌شود. روند خطی و تقریباً پیوسته در این نمودارها این امر را تأیید می‌کند. برای پراکندگی‌های جزئی مربوط به سایر عناصر، متأثر از فرایندهای دگرگونی و گاه تفریق ماگمایی صورت گرفته در توده‌های آذرین بازیک – حدواسط می‌باشد.



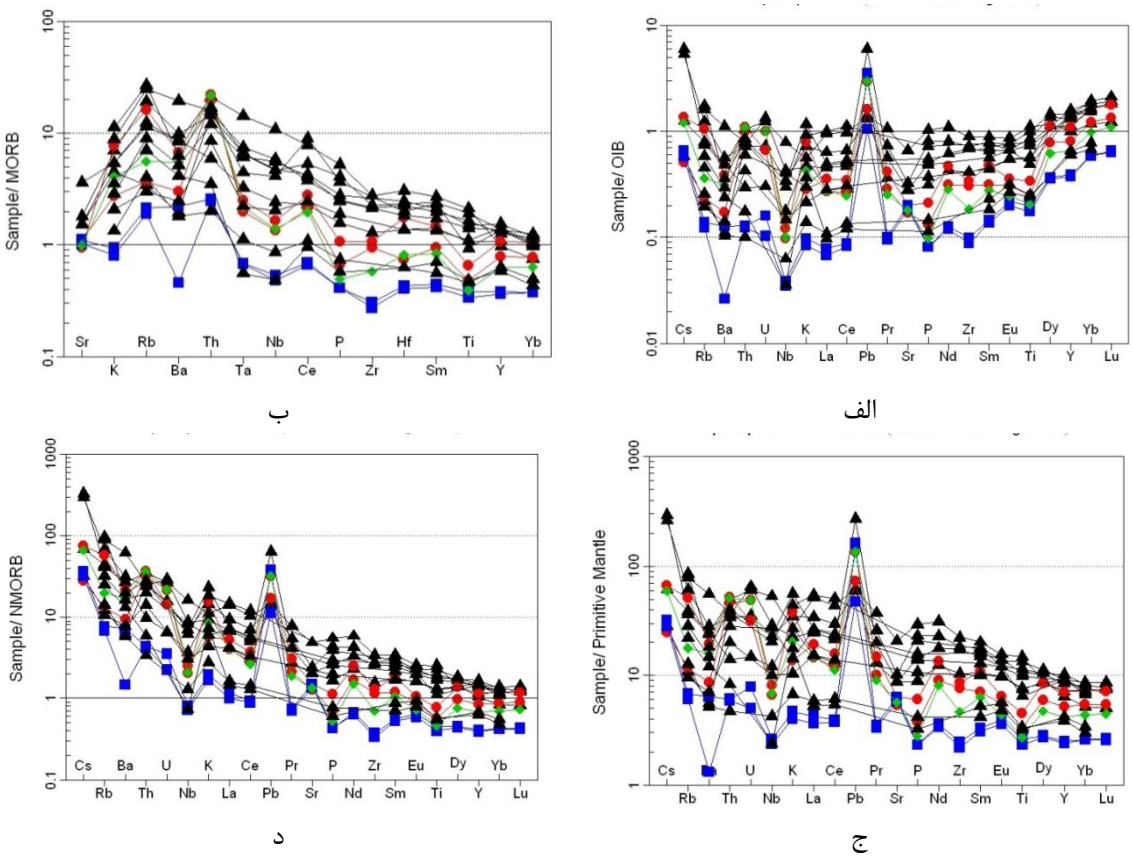
شکل ۷-۹- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل عدد منیزیم (Mg #) برای متابازیت‌های مجموعه دگرگونی-آذرین شترکوه.



شکل ۷-۱۰- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل عدد منیزیم (Mg #) برای متابازیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه.

۷-۳-۱- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده متابازیت‌ها

متابازیت‌ها بر روی نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به MORB (pearce, 1983) و نسبت به EMORB (Sun & McDonough, 1989) دارای الگوی REE با شیب ملایم از LREE به سمت HREE می‌باشند که بر حسب نسبت La(N)/Yb(N)، بین ۰/۶۶ تا ۱۰/۴ متغیّر است. این الگو با ترکیب حدواسط تا مافیک (گابرویی - دیوریتی و یا معادل خروجی آنها بازالت - آندزی‌بازالت) برای سنگ‌های والد این متابازیت‌ها مطابقت دارد.



شکل ۷- ۱۱- الف- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به OIB (Sun & McDonough, 1989). ب- نسبت به MORB (Pearce 1983). ج- نسبت به گوشته اولیه (Primitive mantle) (Sun & McDonough, 1989). د) نسبت به NMORB (Sun & McDonough, 1989).

غنی‌شدگی از عناصر Pb، U و Cs و عناصر LILE نمونه‌های سنگی متعلق به توده‌های آذرین بازیک-حدواسط می‌تواند در ارتباط با آلایش پوسته‌ای ماگمای سازنده این سنگ‌ها و احتمالاً متاسوماتیسم گوشته‌ای محل منشاء آنها در گوشته، قابل توجیه و تشریح باشد. نمودار تغییرات عناصر REE بهنجار شده نسبت به OIB (Sun & McDonough, 1989) الگویی نسبتاً مسطحی و نزدیک به OIB را نشان می‌دهد (شکل۷- ۱۱). این نمودارها نشان می‌دهد که الگوی تغییرات عناصر سنگ دوست بزرگ‌یون (LILE)، عناصر دارای قدرت میدانی بالا (HSFE) و عناصر خاکی نادر این سنگ‌ها دارای بیشترین شباهت با یک منبع لیتوسفر گوشته‌ای مشابه یا معادل منابع گوشته‌ای زیرقاره‌ای است. متاسوماتیسم گوشته‌ای و احتمالاً آلایش پوسته‌ای این ماگماها به ناهنجاری فزاینده عناصر سنگ دوست بزرگ‌یون آنها منجر شده است.

۷-۴- نتیجه گیری

واحدهای سنگی مجموعه شترکوه در قالب دو گروه کلی متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها به منظور تعیین ترکیب دقیق آنها، مورد آنالیز شیمی سنگ کل قرار گرفت. میانگین شاخص دگرسانی در سنگ‌های دگرگونی منطقه برابر ۳۷ است. لذا از نتایج تجزیه شیمیایی آنها می‌توان با احتیاط در تعیین سنگ والد و ویژگی‌های ژئوشیمیایی منشاء آنها استفاده کرد.

ترکیب معادل ذوب گنیس‌ها و همچنین میگماتیت‌ها و لوکوگرانیت‌ها بر روی نمودارهای نامگذاری و رده‌بندی سنگ‌های آذرین در محدوده ترکیبی گرانیت، قرار می‌گیرند و دارای ماهیت کالک‌آلکالن تا کالک آلکالن پتاسیم بالا هستند. ترکیب سنگ والد، سنگ‌های دگرگونی متاپلیتی موجود، دارای ماهیت پلیتی کم آلومینیم تا گریوکی بوده‌اند. سنگ‌های میکاشیستی و گنیسی مورد مطالعه بر روی نمودار سه‌تایی AFC در محدوده ترکیبات کوارتز فلدسپاتی و رسی قرار می‌گیرند که بیانگر ماهیت سنگ والد این سنگ‌ها است و دارای ویژگی‌های شیمیایی عناصر اصلی مشابه با شیل‌های استاندارد هستند. همچنین الگوهای تغییرات عناصر خاکی نادر آنها با الگوهای REE شیل‌های استاندارد همخوانی و مشابهت زیادی نشان می‌دهند. سنگ‌های متاپلیتی منطقه شترکوه دارای ترکیبی مشابه با ترکیب پوسته قاره‌ای فوقانی هستند. سنگ‌های آپلیتی نیز الگوی مشابهی با سنگ‌های دگرگونی میکاشیستی- گنیسی نشان می‌دهند که دلالت بر ارتباط ژنتیکی آنها با این سنگ‌ها دارد.

متابازیت‌های مورد مطالعه بر روی نمودار TiO_2 در مقابل MnO (Misra, 1971) و نمودار تغییرات نسبت P_2O_5/TiO_2 در مقابل نسبت MgO/ CaO (Werner, 1987) در محدوده ترکیبات مافیک قرار می‌گیرند که با سنگ والد آذرین آنها به صورت روانه‌های بازالتی، توده‌های نفوذی بازیک و دایک‌های گابرویی کاملاً مطابقت دارد. ترکیب این سنگ‌ها در محدوده بازالت‌های ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند. بر روی نمودارهای هارکر با افزایش مقدار SiO_2، مقادیر Na_2O, Al_2O_3 و K_2O افزایش و $Fe_2O_3, FeO,$ MgO, TiO_2, P_2O_5, MnO و CaO کاهش می‌یابند. روندهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل عدد منیزیم نشان می‌دهد عناصر Ba, Rb, Zr, Y, La و Ce روند کاهشی و عناصر Sr, Ni و Cr روند

افزایشی نشان می‌دهند. به علاوه نمودارهای TiO_2 در مقابل MnO و نمودار تغییرات نسبت P_2O_5/TiO_2 در مقابل نسبت MgO/ CaO نشان می‌دهند متابازیت‌های مورد مطالعه دارای منشاء آذرین هستند.

متابازیت‌ها بر روی نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به MORB (pearce, 1983) و نسبت به EMORB (Sun and McDonough, 1989) دارای الگوی REE با شیب ملایم از LREE به سمت HREE می‌باشند این الگو با ترکیب حدواسط تا مافیک (گابرویی - دیوریتی و یا معادل خروجی آنها بازالت– آندزی‌بازالت) برای سنگ‌های والد این متابازیت‌ها مطابقت دارد. غنی‌شدگی از عناصر Pb، U و Cs و عناصر LILE می‌تواند در ارتباط با آلایش پوسته‌ای ماگمای سازنده این سنگ‌ها و احتمالاً متاسوماتیسم گوشته‌ای محل منشاء آنها (در گوشته)، قابل توجیه و تشریح باشد. نمودار تغییرات عناصر REE بهنجار شده نسبت به OIB (Sun & McDonough, 1989) الگویی نسبتاً مسطح و نزدیک یا شبیه به OIB نشان می‌دهد. این نمودارها نشان می‌دهد که الگوی تغییرات عناصر سنگ دوست بزرگ‌یون (LILE)، عناصر با قدرت میدانی بالا (HSFE) و عناصر خاکی نادر این سنگ‌ها، دارای بیشترین شباهت با یک منبع لیتوسفر گوشته‌ای مشابه یا معادل منابع گوشته‌ای زیرقاره‌ای، می‌باشد. متاسوماتیسم گوشته‌ای و احتمالاً آلایش پوسته‌ای این ماگماها به ناهنجاری فزاینده عناصر سنگ دوست بزرگ‌یون آنها منجر شده است.

فصل هشتم

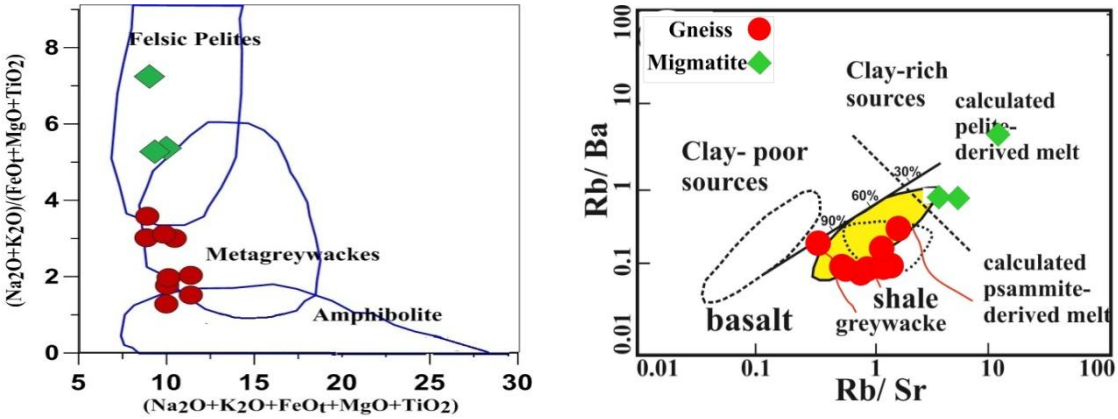
پتروژنز و تحوّلات ژئودینامیکی

۸-۱- مقدمه

مناطق پی‌سنگی و قدیمی ایران دارای تاریخچه‌ای پیچیده از فعالیت‌های ماگمایی و رخدادهای دگرگونی هستند که از نئوپروتروزوئیک تا کنون در این مناطق بروز پیدا کرده‌اند. مجموعه شترکوه از چهار گروه اصلی سنگ‌های دگرگونی (متعلق به نئوپروتروزوئیک پایانی) تشکیل شده است و شامل گروه‌های ترکیبی متاپلیت‌ها، متابازیت‌ها، متاکربنات‌ها و متاسندستون‌ها می‌باشند. پس از تحلیل روابط صحرایی، پتروگرافی و پتروفابریک سنگ‌ها، مطالعه شیمی کانی‌های سنگ‌های دگرگونی به منظور دست‌یابی به دیدگاهی جامع و شناخت درست و دقیق روابط زمین‌شناختی سنگ‌های منطقه، مطالعه ژئوشیمی آنها از اهمیت خاصی برخوردار است. این مهم در تحلیل پتروژنز و جایگاه ژئودینامیکی منطقه مؤثر بوده و به ما در بازسازی و تکوین فرایندها و رخدادهای زمین‌شناسی درگیر در شکل‌گیری سنگ‌های مورد مطالعه کمک می‌کند.

۸-۲- تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های متاپلیتی

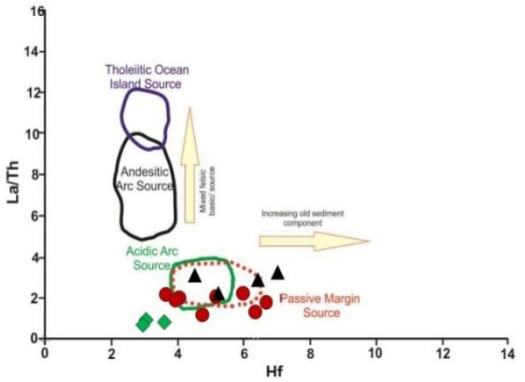
جهت تعیین محیط زمین‌ساختی مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه لازم است به شواهد صحرایی این مجموعه و تمامی سرزمین‌های پی‌سنگی ایران و یا حتی شواهد این سرزمین‌ها در مقیاس جهانی توجه کافی به خرج داد. جهت تعیین سنگ مادر سنگ‌های رسوبی مجموعه دگرگونی شترکوه از نمودارهای تغییرات Rb/Ba در مقابل Rb/Sr (Sylvester, 1998) استفاده شد (شکل ۸-۱- الف). طبق این نمودار، سنگ‌های مادر، سنگ‌های دگرگونی مجموعه شترکوه غالباً دارای ماهیت شیلی و گریوکی بوده‌اند. نمودار $(Na_2O+K_2O)/(FeO_t+MgO+TiO_2)$ در مقابل ($Na_2O+ K_2O+ FeO_t+ MgO+ TiO_2$) (Patiño Douce,1999) نیز تأیید می‌کند که بخشی از سنگ‌های دگرگونی مجموعه شترکوه دارای ماهیت پلیتی و گریوکی هستند (شکل ۸-۱- ب).



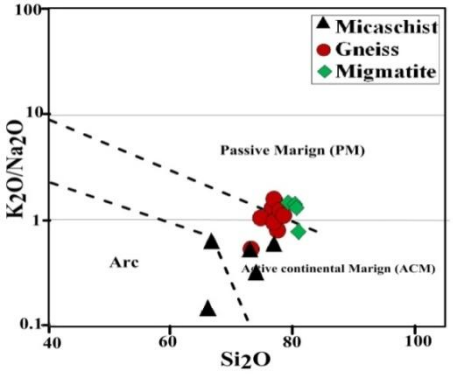
شکل ۸-۱- الف) نمودار تغییرات Rb/Ba در مقابل Rb/Sr (Sylvester, 1998) جهت تعیین سنگ والد مجموعه شترکوه. ب) نمودار$(Na_2O + K_2O)/(FeO_t + MgO + TiO_2)$ در مقابل $(Na_2O + K_2O + FeO_t + MgO + TiO_2)$ نشان‌دهنده محدوده‌های ترکیبی پلیت‌های فلسیک، متاگریوک‌ها و آمفیبولیت‌ها (Patiño Douce,1999).

همچنین می‌توان از نمودارها و فاکتورهای تمایزی تعیین شده برای رسوبات و سنگ‌های رسوبی استفاده کرد. به طور کلی محیط‌های زمین‌ساختی متفاوت دارای ویژگی‌های ناحیه منشاء مشخصی هستند و فرایندهای رسوبی ویژگی‌های آنها را مشخص می‌کنند. از این رو فرایندهای زمین‌ساخت ورقه‌ای اثرات ژئوشیمیایی بارزی بر رسوبات بر جای می‌گذارند. حوضه‌های رسوبی را می‌توان به جایگاه‌های زمین‌ساختی مختلفی از جمله جزایر قوسی اقیانوسی، حاشیه فعال قاره‌ای، حاشیه غیرفعال قاره‌ای، جایگاه‌های برخوردی و کافتی نسبت داد (Bhatia & Crook, 1986). با توجه به اینکه سنگ مادر سنگ‌های رسوبی مجموعه شترکوه غالباً پلیتی تا گریوکی است (شکل ۷-۲- ۳ و شکل ۸-۱) پس می‌توان با احتیاط از نمودارهای Roser & Korsch (1986) برای این سنگ‌ها استفاده کرد و جایگاه تکتونیکی حوضه‌های رسوبی اولیه را مشخص کرد. در مجموع بر اساس نمودارهای شکل ۸-۲ و با توجه به معیارهای مخبلف برای تعیین محیط تکتونیکی، نمونه‌های متاپلیتی مجموعه دگرگونی-آذرین شترکوه در قلمرو حاشیه غیرفعال قاره‌ای قرار می‌گیرند که بیانگر محیط ته‌نشست رسوبات سازنده سنگ‌های مادر مجموعه شترکوه می‌باشد. البته این موضوع را باید در نظر گرفت که سرزمین‌های دگرگونی در مسیر تولد تا تکامل خود مراحل مختلفی را پشت سر گذاشته‌اند که هر مرحله باید جداگانه مورد مطالعه و بررسی قرار گیرند، چرا که شرایط محیطی حاکم بر این سرزمین‌ها

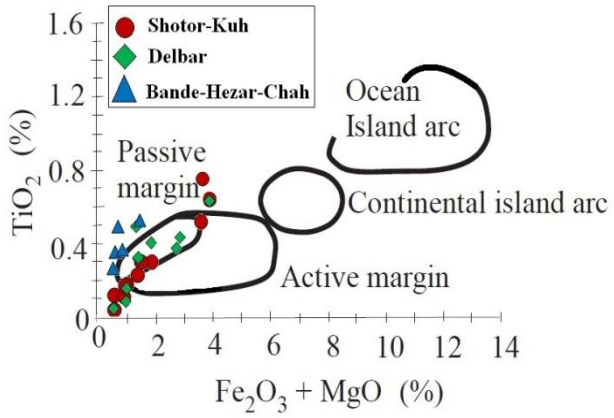
در هر زمان بر روی این سرزمین‌ها تأثیرات مربوط به خود را داشته‌اند و دنیایی از رمز و راز را در آنها به یادگار گذاشته‌اند.



ب



الف



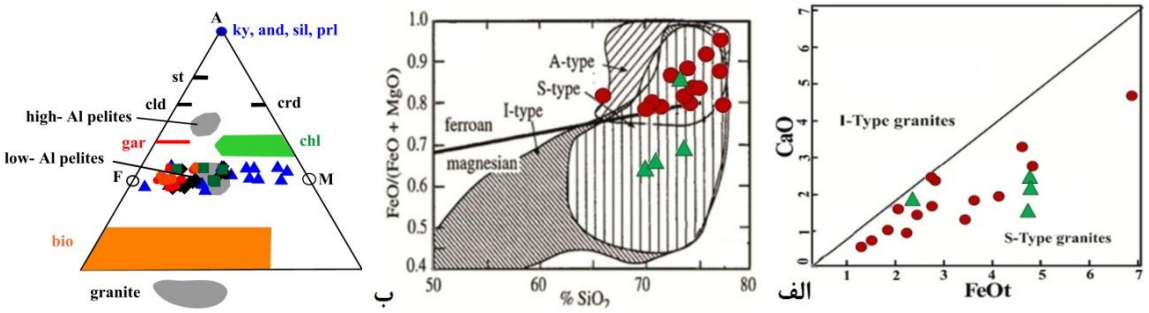
ج

شکل ۸-۲- الف) نمودار تمایزی K_2O/Na_2O در برابر SiO_2 (Roser & Korsch, 1986)، برای سنگ‌های دگرگونی مجموعه شترکوه که غالباً در محیط‌های زمین‌ساختی حاشیه غیر فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند، ب) نمودار تفکیکی La/Th در برابر Hf (Floyd & Leveridge 1987) محدوده‌ها نشان‌دهنده ترکیبات سنگ‌های رسوبی نهشته شده در موقعیت‌های تکتونیکی مختلف است. بیشتر نمونه‌های متاپلیتی مجموعه دگرگونی شترکوه منشاء حاشیه غیر فعال نشان می‌دهند، ج) نمودار تمایزی دو متغیره TiO_2 در مقابل Fe_2O_3 +MgO (Bhatia, 1983) که نشان می‌دهد نمونه‌های متاپلیتی مورد مطالعه در میدان حاشیه غیرفعال قاره‌ای قرار می‌گیرند.

در نمودار CaO در مقابل FeO_t (Hsieh et al, 2008) (شکل ۸-۳- الف)، بر اساس مقدار نسبت FeO_t/ CaO، ترکیب معادل ذوب متاپلیت‌های مورد مطالعه، از نوع S هستند. نمودار $FeOt/(FeO_t+MgO)$ در مقابل SiO_2 (Frost et al, 2001) نیز که انواع گرانیت‌های S, I و A و همچنین محدوده گرانیت‌های آهن‌دار و منیزیم‌دار را از یکدیگر جدا می‌کند نیز نوع S و غالباً آهن‌دار بودن این ترکیبات را نشان می‌دهد (شکل۸-۳- ب). به منظور تعیین دقیق ترکیب شیمیایی

سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه و در نهایت شناخت سنگ والد آنها، نمونه‌های میکاشیستی و گنیسی متاپلیت‌ها را به روش Miyashiro (1973) بررسی کردیم. پس از محاسبه پارامترهای A, M و F، تمامی داده‌ها به کمک نرم‌افزار Grapher بر روی نمودار AFM پلات شده است. در این نمودار، متاپلیت‌ها عمدتاً در محدوده پلیت‌های کم آلومینیوم قرار می‌گیرند (شکل۸-۳- ج). بنابراین، با توجه به مطالعات صحرایی و پتروگرافی می‌توان گفت که متاپلیت‌ها، متاپسامیت‌ها و متاگری‌وک‌ها، از گروه‌های اصلی ترکیبی سنگ‌های دگرگونی منطقه شترکوه هستند. با توجه به حضور قابل توجه بیوتیت، گارنت و پتاسیم فلدسپار به ویژه ارتوز در متاپلیت‌ها و نبود کانی‌های آلومینوسیلیکاته شاخص نظیر آندالوزیت و کیانیت، سنگ‌های والد متاپلیت‌ها از آلومینیوم فقیر بوده‌اند. در پلیت‌های بالغ، ناچیز بودن مقدار کلسیم، سبب تشکیل سیلیکات‌های آهن- منیزیم- آلومینیم‌دار می‌گردد، درحالی که حضور کلسیم فراوان در رسوبات نابالغ، سبب تشکیل پلاژیوکلاز و اپیدوت و جلوگیری از ایجاد سیلیکات‌های آهن- منیزیم- آلومینیم‌دار می‌شود (قاسمی، ۱۳۹۵). سنگ‌های با آهن بالا و آلومینیم پایین ممکن است در این زون حاوی مجموعه مسکوویت- کوارتز- گارنت- بیوتیت- فلدسپات پتاسیم باشند. سنگ‌های حاوی این مجموعه، پلیت واقعی نیستند، زیرا سنگ‌های پلیتی، لزوماً حاوی کانی‌های آلومینیم دیگری به جز گارنت نیز هستند. سنگ‌هایی که دارای این کانی‌های آلومینیمی نیستند را نیمه‌پلیتی[1] می‌نامند (Frost & Frost, 2014).

1- Semipelite



شکل ۸-۳ – الف) نمودار CaO در مقابل FeO_t (Hsieh et al, 2008) برای متاپلیت‌های مورد مطالعه که نشان می‌دهد مذاب حاصل از ذوب آن‌ها، معادل گرانیت نوع S می‌باشد. ب) نمودار $FeO_t/(FeO_t+MgO)$ در مقابل SiO_2 (Frost et al, 2001) به منظور تفکیک انواع گرانیت‌های I، S و A و همچنین گرانیت‌های آهن‌دار و منیزیم‌دار از یکدیگر. این نمودار نشان می‌دهد نمونه‌های مورد مطالعه از نوع S و غالباً آهن‌دار هستند. ج) موقعیت نمونه‌های میکاشیستی و گنیسی شترکوه در نمودار AFM (Miyashiro, 1973) .

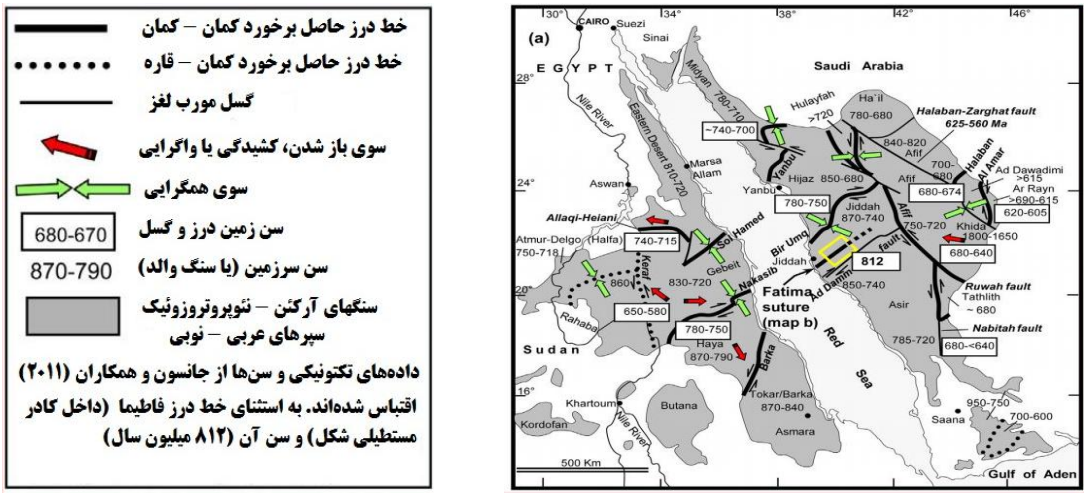
دما فشارسنجی‌های انجام شده بر پایه داده‌های حاصل از آنالیزهای مایکروپروب برروی سنگ‌های نشان می‌دهند که این سنگ‌ها در شرایط دمایی رخساره آمفیبولیت تا آمفیبولیت بالایی و حتی اوایل رخساره گرانولیت متحمل دگرگونی نوع بارووین شده‌اند. محدوده‌های دمایی ۴۵۰°C تا ۷۶۰°C و فشارهای ۶ تا ۱۳ کیلوبار برای متاپلیت‌ها، بیانگر تدفین آن‌ها تا اعماق ۲۴ تا ۳۶ کیلومتری (پوسته میانی- زیرین) و تشکیل مذاب‌های فلسیک گرانیتی با منشأ پوسته‌ای است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ کل متاپلیت‌ها نیز با این ویژگی‌ها در سنگ‌های پوسته قاره‌ای بالایی مطابقت دارد.

بررسی حوضه‌های ریفتی قدیمی نشان می‌دهد که ریفت‌زایی معمولاً در ابتدا در یک محیط قاره‌ای رخ می‌دهد. پس از آن، به عنوان نتیجه‌ای از نازک‌شدگی پوسته، توسط کشش‌های مرتبط با گسل، حوضه‌های آتشفشانی- رسوبی گسترش پیدا کرده و در نهایت ممکن است به دریاها و اقیانوس‌های جهانی متصل شود (Bosence, 2012). بر اساس مقایسه واحدهای سنگی مجموعه شترکوه با مناطق ریفتی قدیمی و جوانتر سراسر جهان (Preiss & Forbes 1981; Bassett, 2009; Roberts & Bally, 2012; Avigad et al., 2016) گواهی بر این امر است که این مجموعه در زمان تشکیل خود، در موقعیت ریفتی یا حداقل کششی درون قاره‌ای نظیر حوضه‌های پشت کمانی بوده است.

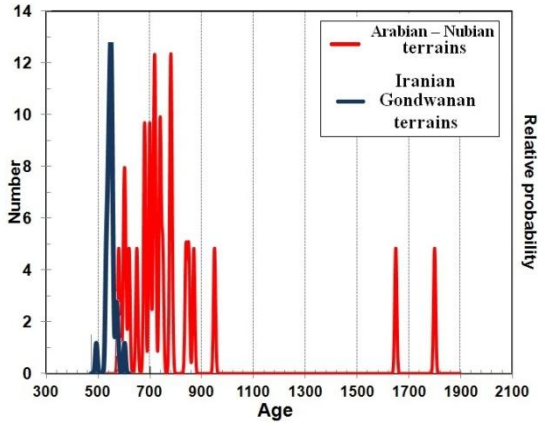
اجتماع سنگ‌های متاپلیتی، متاپسامیتی، متاکربناته و متابازیتی، بیانگر تشکیل سنگ‌والد مجموعه دگرگونی شترکوه در حوضه‌های کششی درون قاره‌ای است که حتی تا مراحل آغازین تشکیل پوسته‌اقیانوسی نیز پیش‌رفته است. در این مرحله به دلیل نبود سنگ‌های آتشفشانی نشأت گرفته از محیط‌های قاره‌ای مجاور یا به عبارتی آتشفشانی تخریبی‌های حاشیه قاره‌ای یا کمان قاره‌ای، این منطقه در حاشیه غیر فعال قاره‌ای قرار داشته است. با نگاهی فراگیر به مجموعه‌های سنگی آذرین- دگرگونی اواخر نئوپروتروزوئیک در ایران، می‌توان شواهد سنگی مربوط به مراحل اولیه بازشدگی درون قاره‌ای تا مرحله اقیانوسی شدن (همانند آنچه امروزه بر دریای سرخ و شرق آفریقا حاکم است) را در آنها مشاهده کرد (شکل ۸-۴). شاید بتوان وضعیت کنونی حوضه دریایی- اقیانوسی سرخ (Rasul & Stwart, 2015) را با آنچه در نئوپروتروزوئیک پایانی اتفاق افتاده است، قابل مقایسه دانست. دریای سرخ، از سمت شمال، یک حوضه دریایی کم عمق درون قاره‌ای است. در بخش‌های میانی به سمت جنوب، یک حوضه دریایی نسبتاً عمیق و پیشرفته و از سمت جنوب و جنوب شرق (خلیج عدن)، به یک حوضه اقیانوسی وسیع (هند) راه پیدا می‌کند. در دو سوی این حوضه دریایی- اقیانوسی، حاشیه‌های غیرفعال قاره‌ای حضور دارند. با توجه به شکل‌های ۸-۴، سرزمین‌هایی گندوانایی ایران نیز حاصل مجموعه‌ای از تحولات رسوبگذاری، ماگمازایی و دگرگونی هستند که در حوضه‌های رسوبی جوانتر از ۶۰۰ میلیون سال واقع در حاشیه شمالی سپرهای عربی – نوبی در ارتباط با اقیانوس پروتوتتیس در اواخر نئوپروتروزوئیک صورت‌گرفته است. به گونه‌ای که می‌توان هر مجموعه دگرگونی نئوپروتروزوئیک پایانی ایران را در موقعیت‌های مشابه خود در حوضه دریایی- اقیانوسی سرخ قرار داد (شکل ۸-۴- ب).

سن سنجی‌های U-Pb برروی زیرکن‌های جدا شده از سنگ‌های این مجموعه‌های دگرگونی که توسط پژوهشگران مختلف انجام شده است (Balghi et al., 2014; Jamshidi Badr et al., 2010; Shafaei Moghadam et al., 2016a, 2017a; Hosseni et al, 2015; و ...) نشان می‌دهد که سن‌های بیش از ۵۵۰ میلیون سال فقط در میکاشیست‌ها و به صورت سن هسته‌های موروثی زیرکن‌ها گزارش

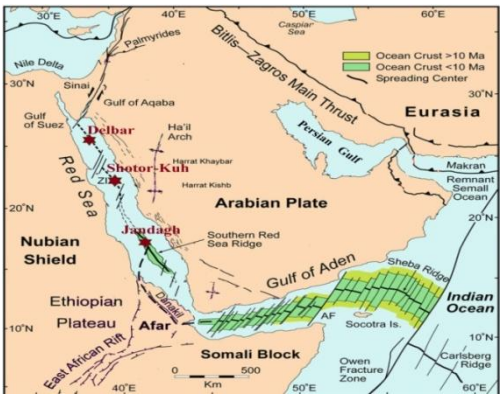
شده است و تاکنون برای سرزمین‌های ایران سن مستقل بیش از ۶۰۰ میلیون سال گزارش نشده است.



الف



ج



ب

شکل ۸-۴- الف) نقشه موقعیت تکتونیکی سپرهای عربی – نوبی (Arabian – Nubian) که نشان دهنده زمین‌درزها و همبری‌های گسلی بین قلمروهای تکتونیکی مختلف می‌باشد. تعیین سن‌های انجام شده بر روی سنگ‌های آنها و سن‌هایی که بر روی این نقشه نشان داده شده‌اند، حاکی از آنست که جوانترین سنگ‌های این سرزمین‌ها به حدود ۶۰۰ میلیون سال پیش تعلق دارند (Abd - Allah et al., 2014)، ب) تصویری قابل مقایسه از تحول حوضه‌های کافتی درون قاره‌ای از مراحل جنینی تا زایش پوسته اقیانوسی در لبه شمال شرقی آفریقا. وضعیت کنونی دریای سرخ و خلیج عدن (Rasul & Stwart, 2015) را می‌توان نمادی از تکامل حوضه‌های کافتی درون قاره‌ای تشکیل سرزمین‌های گندوانایی ایران در فاصله زمانی بین ۷۰۰ تا ۵۶۰ میلیون سال پیش تصور کرد، د) نمودار فراوانی سنی مربوط به سپرهای عربی – نوبی و سرزمین‌های گندوانایی ایران.

در شکل ۸-۴- د مقایسه فراوانی سن‌های سپرهای عربی - نوبی و مجموعه‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک ایران نشان داده شده است. سرزمین‌های پی‌سنگی همسن با سپرهای عربی - نوبی تاکنون در ایران گزارش نشده‌اند و یا حداقل وجود چنین سرزمین‌های در ایران هنوز به طور قطع و

یقین گزارش نشده است. به نظر می‌رسد اگر بخش‌هایی از سرزمین‌های همسن با سپرهای عربی - نوبی هم در ایران وجود داشته باشد، باید به شکل قطعات تکتونیکی در بین مجموعه سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک حضور داشته باشد که اثبات آن نیازمند مطالعات صحرایی و سن‌سنجی بیشتر و دقیق‌تر در آینده است.

۸-۳- تعیین جایگاه زمین‌ساختی متابازیت‌های مجموعه شترکوه

بر اساس مشاهدات صحرایی دقیق، متابازیت‌های مجموعه دگرگونی شترکوه غالباً به صورت دایک، سیل یا روانه‌های گدازه و همچنین توده‌های نفوذی الیوین‌گابرویی تا دیوریتی کوچک مقیاس دگرگون شده رخنمون دارند. بنابر این می‌توان این متابازیت‌ها به انواع زیر تقسیم می‌شوند: ۱- توده‌های نفوذی بازیک تفریق یافته (پریدوتیت، الیوین گابرو تا دیوریت) کوچک مقیاس دگرگون‌شده، ۲- روانه‌های بازالتی و سنگهای آتشفشانی تخریبی وابسته دگرگون‌شده، و ۳- دسته دایک‌های دیابازی یا سیل‌های دیابازی دگرگون‌شده.

۸-۳-۱- الیوین‌گابروها

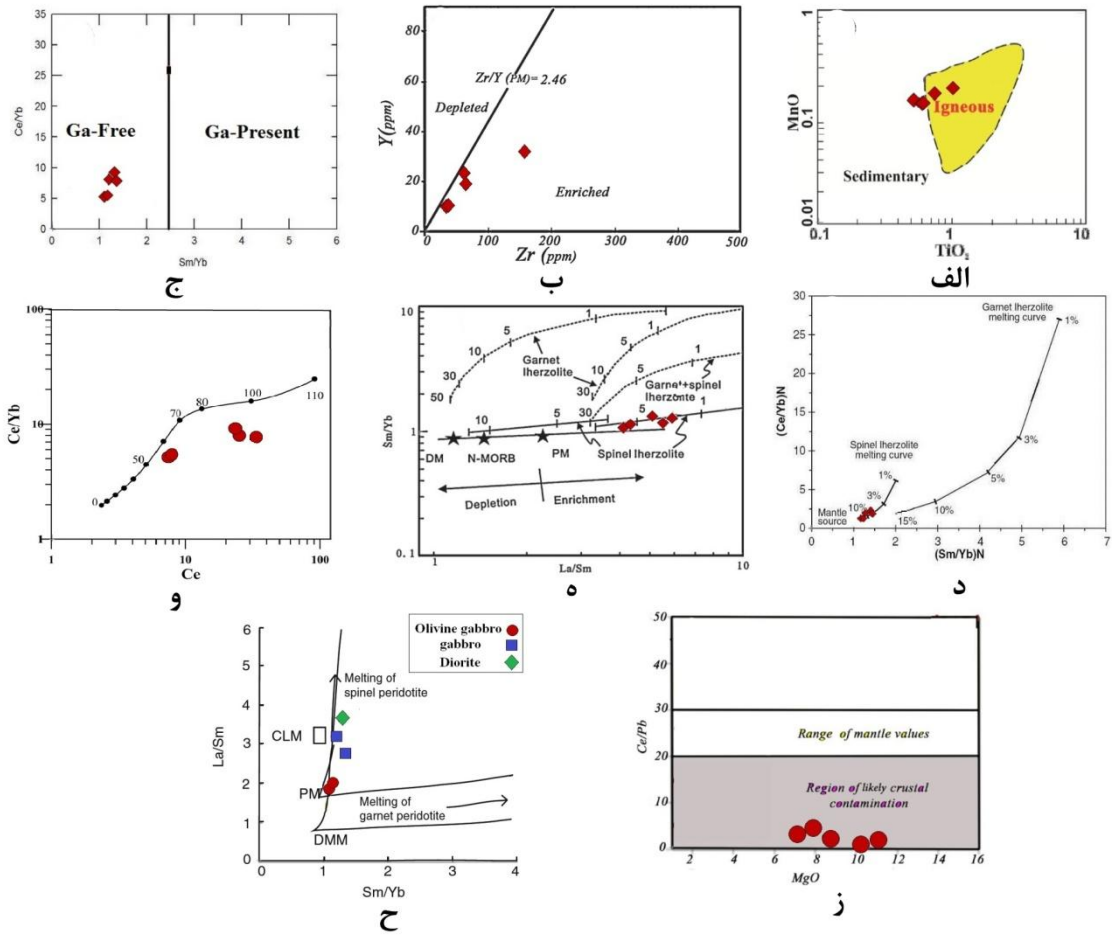
تا قبل از این تحقیق گزارش مستندی از وجود واحدهای گابرودیوریتی در مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه ارائه نشده بود و هیچ داده سنی، ژئوشیمی و ایزوتوپی از آنها وجود نداشت. در طی انجام این تحقیق، مطالعات جامعی بر روی گابرودیوریت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین انجام گرفت.

بر اساس نمودار تفکیکی (Misra, 1971) TiO_2 در مقابل MnO، می‌توان بخش‌های دگرگون شده الیوین‌گابروها را ارتوآمفیبولیت و با منشاء آذرین نامید. با توجه به مقادیر بالای Zr، نمودار Y در مقابل Zr (Sun & McDonough, 1989) بیانگر آن است که ماگمای سازنده این سنگ‌ها از گوشته غنی‌شده سرچشمه گرفته است. حضور و یا عدم حضور گارنت در ناحیه منشاء بر اساس نمودار تغییرات Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (Coban, 2007) نیز بررسی می‌شود. نسبت Sm/Yb، بعنوان نسبت یک عنصر سازگار به ناسازگار، جهت شناسایی کانی‌شناسی محل منشاء مورد استفاده قرار

می‌گیرد. ذوب بخشی از یک منبع گارنت‌دار، مذابی با مقادیر Sm/Yb بالاتر از ۲/۵ نسبت به منشاء ایجاد می‌کند. بنابراین نسبت‌های این عناصر به خوبی می‌تواند نشاندهنده حضور و یا عدم حضور گارنت در ناحیه منشاء باشند. با توجه به موقعیت قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این نمودار و نسبت Sm/Yb کمتر از ۲/۵ برای این سنگ‌ها، استنباط می‌شود، در محل منشاء ماگمای سازنده دایک‌های دیابازی، گارنت حضور نداشته است. برای تعیین میزان ذوب‌بخشی، از نمودار تغییرات نسبت‌های بهنجار شده $(Sm/Yb)_N$ در مقابل $(Ce/Yb)_N$ (Krienitz et al., 2006) و نمودارSm/Yb در مقابل La/Sm (Aldanmaz et al., 2000; Sun & McDonough, 1989; Zhao & Zhou, 2007) استفاده شده‌است (شکل ۸-۵- د- ه و ح). بر اساس این نمودار، موقعیت ترکیبی گابرودیوریت‌های مورد مطالعه بر روی منحنی ذوب ترکیبات اسپینل لرزولیتی قرار می‌گیرد، بنابراین ماگمای سازنده این دایک‌ها از ذوب‌بخشی بیشتر از ۱۰ درصد یک منبع اسپینل لرزولیتی شکل گرفته است (شکل ۸-۵- الف).

Ellam & Cox (1991) به‌منظور تعیین عمق رخداد ذوب، نمودار Ce نسبت به Ce/Yb را طراحی کرد. نسبت Ce/Yb در طی فرآیندهای تبلور تفریقی تغییر چندانی نمی‌کند در حالی‌که به درجات ذوب‌بخشی حساس می‌باشند. این ویژگی می‌تواند شاخص خوبی برای نشان دادن عمق رخداد ذوب‌بخشی باشد. بر اساس این نمودار، عمق به‌دست‌آمده برای محل ذوب ماگمای مادر ۶۰ تا ۹۰ کیلومتری از سطح زمین است (شکل ۸-۵- و). علاوه بر این، از نمودار La/Sm در مقابل Sm/Yb(Zhu et al., 2017) نیز به منظور تعیین میزان درصد ذوب‌بخشی استفاده شده است. بر اساس این نمودار (شکل ۸-۵- ب)، ماگمای سازنده دایک‌های مافیک مورد مطالعه از ذوب‌بخشی یک منبع اسپینل لرزولیتی حاصل شده است. بر روی این نمودار، موقعیت زبانه‌های (پلوم‌های) گوشته‌ای (PM) و گوشته تهی‌شده (DMM) سازنده بازالت‌های میان اقیانوسی تهی شده نیز قابل مشاهده و تفکیک است. بر اساس این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گوشته غنی‌شده قرار می‌گیرند.

نمودار MgO در مقابل Ce/Pb (Furman, 2007) نشان می‌دهد که احتمالاً ماگماهای مورد نظر متحمل آلایش پوسته‌ای شده‌اند (شکل ۸-۵- ز).



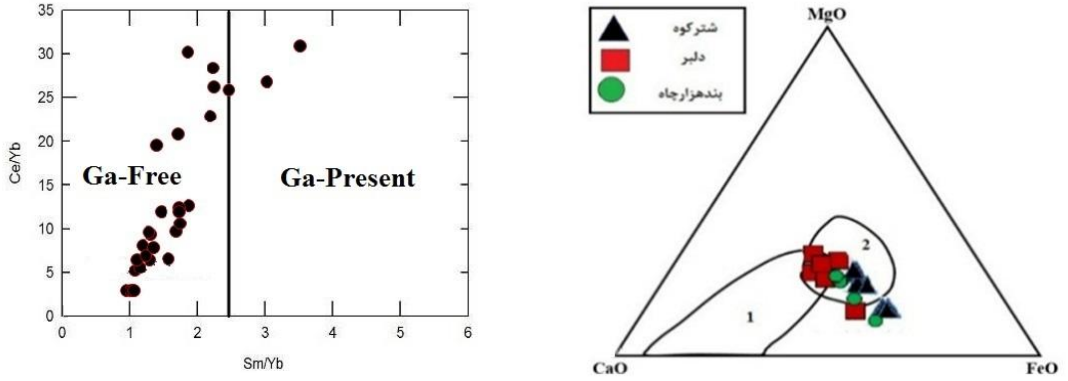
شکل ۸- ۵- نمودارهای تفکیکی شیمی سنگ کل سنگ‌های گابرودیوریتی مجموعه شترکوه. الف) نمودار $MnO-TiO_2$ (Misra, 1971)، ب) نمودار Y در مقابل Zr (Sun and McDonough, 1989)که برای سنگ‌های مورد مطالعه منشاء گوشته‌ای غنی شده نشان می‌دهد، ج) نمودار Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (Coban, 2007)، د) نمودار $(Sm/Yb)_N$ در مقابل $(Ce/Yb)_N$ (Krienitz, et al,. 2006)، ه) نمودار Sm/Yb در مقابل La/Sm (Aldanmaz et al., 2000; Sun & McDonough, 1989; Zhao & Zhou, 2007)، و) نمودار Ce/Yb در برابر Ce (Ellam & Cox, 1991)، ز) نمودار MgO در مقابل Ce/Pb (Furman, 2007) نشان دهنده اختلاط بین ماگما و سازندگان پوسته‌ای، ح) نمودار La/Sm در مقابل Sm/Yb (Zhu et al., 2017)

DMM = گوشته مورب تهی شده ;PM = گوشته اولیه ;CLM =گوشته لیتوسفری قاره‌ای

۸-۳-۲-آمفیبولیت‌ها

آمفیبولیت‌های مورد مطالعه، غالباً متشکل از هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز، گارنت و اسفن هستند. داده‌های شیمی کانی‌ها نشان می‌دهد آمفیبول‌های موجود در این سنگ‌ها غالباً از نوع پارگازیت

هستند و بر اساس میزان درصد آنورتیت، پلاژیوکلازهای آنها از نوع الیگوکلاز تا آندزین هستند ($An_{19-31\%}$). برای تعیین نوع آمفیبولیت‌های مورد مطالعه بر اساس شیمی عناصر اصلی، جهت تعیین ماهیت سنگ والد سازنده آنها قبل از دگرگونی، نشان داد که آمفیبولیت‌های مورد مطالعه غالباً در محدوده ترکیبی دارای خاستگاه آذرین و ارتوآمفیبولیت هستند (شکل ۷-۱۱- الف و ۸-۶- الف). مذاب‌های سازنده سنگ‌های مادر آمفیبولیت‌های مورد مطالعه، از منشایی گوشته‌ای و تقریباً فاقد گارنت سرچشمه گرفته‌اند (شکل۸-۶- ب).

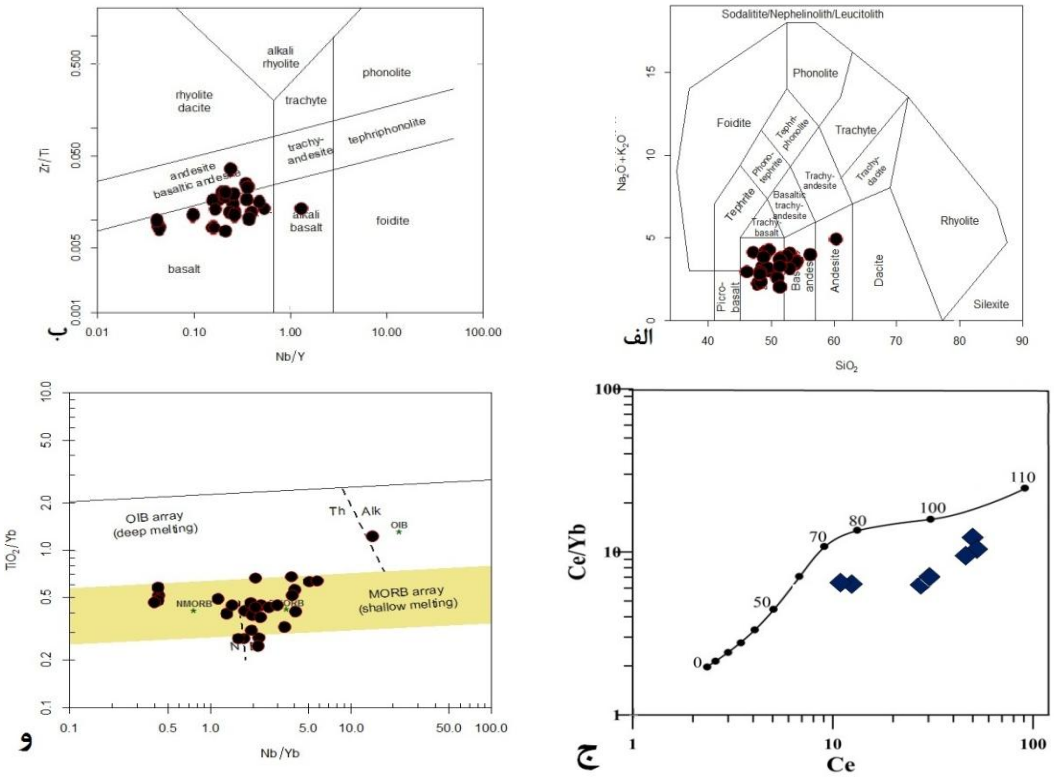


ب الف

شکل ۸-۶- الف) نمودار MgO، CaO و FeO از Walker et al., (1960)، نشان می‌دهد نمونه‌های متابازیتی مطالعه شده متعلق به مناطق پی‌سنگی و گندوانایی شمال ایران مرکزی از نوع ارتوآمفیبولیت هستند. محدوده ۱: پاراآمفیبولیت و محدود ۲: ارتوآمفیبولیت. ب) نمودار Ce/Yb در برابر Sm/Yb جهت تعیین ترکیب محل منشأ ماگمایی سازنده مذاب‌هایی که به تشکیل سنگ‌های مادر متابازیت‌های مورد مطالعه، منجر شده‌اند. Ga= Garnet (Coban, 2007).

موقعیت ترکیبی این سنگ‌ها بر روی نمودار Na_2O/K_2O در مقابل SiO_2 (Middlemost, 1985) نشان می‌دهد که این سنگ‌ها دارای ترکیب اولیه بازالتی بوده‌اند (شکل ۸-۷- الف). این سنگ‌ها همچنین بر روی نمودار تغییرات نسبت Zr/Ti در مقابل Nb/Y (Pearce, 1996)، ترکیب شیمیایی معادل با بازالت‌ها را نشان می‌دهند (شکل ۸-۷- ب). همچنین Ellam & Cox, 1991، نموداری را طراحی کرد که براساس آن می‌توان عمق ذوب بخشی را تعیین کرد (شکل ۸-۷- ج). بر اساس این مدل، عمق جدایش ماگمای مولد سنگ‌های مادر متابازیت‌ها، در حدود ۷۰ تا ۱۰۰ کیلومتری عمق

زمین (معادل لیتوسفر گوشته‌ای زیر قاره‌ای) بوده است. تغییرات نسبت TiO_2/Yb در مقابل Nb/Yb (Pearce, 2008) این امر تأیید می‌گردد.



شکل ۸-۷- الف) موقعیت ترکیبی نمونه‌های متابازیتی مورد مطالعه بر روی نمودار Na_2O/K_2O در مقابل SiO_2 (Middlemost, 1985) که عمدتاً ترکیب معادل بازالت‌ها را نشان می‌دهند، ب) نمودار تغییرات نسبت Zr/Ti در مقابل Nb/Y (Pearce, 1996)، ج) نمودار Ce/Yb در برابر Ce (Ellam & Cox, 1991)، د) نمودار تغییرات نسبت TiO_2/Yb در مقابل Nb/Yb (Pearce, 2008).

۸-۴- مدل ژئودینامیکی تشکیل سنگ‌های نئوپروتروزوئیک پایانی مجموعه شترکوه

نتایج حاصل از این پژوهش و پژوهش‌های قبلی در مناطق مجاور (بلاغی، ۱۳۹۳، حسینی، ۱۳۹۴) نشان می‌دهند که حوضه‌های رسوبی دریایی کم‌عمق و با گسترش محدود محل ته‌نشست رسوبات سازنده سنگ‌های والد این مجموعه‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پایانی جنوب و جنوب شرق شاهرود بوده‌اند. حوضه‌های رسوبی مورد نظر در یک بازه زمانی کوتاه و در طی یک فرایند همگرایی سریع، بسته شده‌اند و به یک محیط برخوردی قاره - قاره تبدیل شده‌اند. به عبارت دیگر، رژیم زمین‌ساخت کششی کافتی اواخر نئوپروتروزوئیک، قبل از توسعه و تبدیل به محیط اقیانوسی، در ابتدای راه توسعه و تکامل خود، توسط رژیم تراکمی قوی حاکم بر سرزمین‌های شمال گندوانا، متوقف

شده است (صادقیان و همکاران، ۱۳۹۶). اگرچه سنگ‌های رسوبی و گاه رسوبی- آتشفشانی این حوضه‌ها اکنون همگی دگرگون شده‌اند ولی ترکیب کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی سنگهای دگرگونی موجود نشان می‌دهد که سنگهای مادر آنها دارای طیف ترکیب بسیار متنوعی از ماسه‌سنگ، شیل، آهک، دلومیت، مارن، بازالت، ریولیت و آتشفشانی‌تخریبی‌های وابسته بوده‌اند که در حوضه‌های دریایی بسیار کم‌عمق تا عمیق رسوبی و آتشفشانی- رسوبی ته‌نشست می‌شده‌اند.

شواهد سنگی مانند غالب بودن توالی سنگی شیلی- ماسه‌سنگی اولیه در برخی از مجموعه‌های سنگی نظیر دلبر (بلاغی، ۱۳۹۳) و شترکوه در جنوب و شرق شاهرود، بنه شورو و تاشک در شرق ساغند (رضوی، ۱۳۷۲)، حضور توالی‌های تبخیری در مجموعه‌های دگرگونی سری هرمز (Faramarzi et al., 2015)، غالب‌بودن اجتماعات دایکی بازیک در مجموعه دگرگونی بندهزارچاه (حسینی، ۱۳۹۴)، تاشک و نی‌باز (رضوی، ۱۳۷۲)، فراوانی متابازالت‌ها (یا به‌عبارت کلی‌تر متابازیت‌ها) و متاریولیت‌ها در مجموعه سنگی ماجراد (ویس کرمی و همکاران، ۱۳۹۵)، برنورد (منظّمی باقر زاده و همکاران، ۱۳۹۵)، بافق- بهاباد (بلاغی، ۱۳۸۷) و زرند- کوهبنان (اهل سادت، ۱۳۹۵)، فراوانی متاکربنات‌ها در مجموعه‌های دگرگونی ماجراد، نی‌باز، تاشک و زمان‌آباد، وجود پریدوتیت‌ها، کرومیتیت‌ها و بازالت‌های میان اقیانوسی در مجموعه‌های سنگی جندق (Torabi, 2009) (بلوچی و همکاران، ۱۳۹۶) و چاپدونی (رضوی، ۱۳۷۲)، از ویژگی‌های بارز مجموعه‌های سنگی نئوپروتروزوئیک پایانی در ایران می‌باشند. البته، فرآورده‌های دگرگونی درجه بالا نظیر میگماتیت‌ها، گرانیتوئیدها و تفریق یافته‌های آپلیتی و پگماتیتی غنی از تورمالین به همراه کانسارهای غنی از آهن، سرب، روی، اورانیم و ... را نیز باید به این ویژگی‌ها افزود.

با توجه به ماهیت سنگ‌والدهای متابازیتی (روانه‌های بازالتی، اجتماعات دایکی و سیل‌های دیابازی، توده‌های نفوذی الیوین گابرویی تا کوارتز دیوریتی کوچک مقیاس) و متاپلیتی، متاپسامیتی و متاکربناتی بخش‌های مختلف مجموعه دگرگونی شترکوه، می‌توان گفت که توالی شیلی، ماسه‌سنگی به همراه میان لایه‌های کربناته تا کربنات‌های ضخیم بخش بالای توالی سنگی اولیه در شرایطی

تشکیل شده‌اند که حوضه رسوبی بر روی بستری با پوسته قاره‌ای قرار داشته است و در ضمن کشش‌های همزمان با بازشدگی، شرایط مساعدی را برای تشکیل و صعود ماگماهای بازیک و جایگیری آنها به صورت‌های مختلف (توده‌های نفوذی کوچک، دایک، سیل و روانه‌های بازالتی) در این توالی سنگی فراهم ساخته است. این وضعیت زمین‌ساختاری و زمین‌دینامیکی، شرایط لازم را برای ذوب بخشی گوشته زیر سنگ‌کره قاره‌ای، تولید مذاب بازیک و درنهایت، صعود و جایگیری آن در توالی سنگی اواخر نئوپروتروزوئیک فراهم کرده است. شواهد پتروگرافی نظیر حضور کانیهای سیلیکاته مافیک عمدتاً کم آب (مثل الیوین و کلینوپیروکسن اوژیتی) و حضور کانی‌های مافیک پتاسیم‌دار (مثل فلوگوپیت) در توده‌های سنگی الیوین گابرویی و غنی بودن این سنگ‌ها از عناصر سنگ‌دوست بزرگ‌یون، می‌توانند شواهدی از یک منشاء گوشته‌ای متاسوماتیسم شده، نرخ ذوب بخشی کم تا متوسط و آلایش مذاب‌های بازیک والد آن‌ها با پوسته قاره‌ای باشند. سنگ‌های بازیکی که مذاب‌های سازنده آنها دارای ماهیت گوشته زیر سنگ‌کره قاره‌ای هستند، در نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی، معمولاً در قلمرو بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) واقع می‌شوند، زیرا ویژگی‌های کانی‌شناختی، ژئوشیمیایی و شرایط دما- فشار حاکم بر ذوب بخشی این محل منبع‌های گوشته‌ای، با همدیگر مشابه است (Michael, 1995; Dixon & Clague, 2001; Danyushevsky et al., 2000; Dixon et al., 2002; Herzberg et al., 2007). با توجه به موارد یادشده، می‌توان گفت که توالی سنگی والد مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه ابتدا در یک حوضه کششی درون قاره‌ای محدود تشکیل شده و سپس، در طی یک فرایند بسته شدن (فرورانش ناقص ورقه اقیانوسی به زیر ورقه قاره‌ای) و برخورد قاره- قاره، به مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی مختلف تبدیل شده است. شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری و دما- فشارسنجی نشان می‌دهند که شدت دگرگونی این مجموعه تا اواخر رخساره آمفیبولیت- ابتدای رخساره گرانولیت پیش رفته و به آستانه ذوب بخشی، میگماتیت‌زایی و تشکیل مذاب‌های گرانیتی در متاپلیت‌ها و مذاب‌های تونالیتی در متابازیت‌ها رسیده است. در نهایت، تمام توالی دگرگونی، متحمل دگرریختی و دگرگونی دینامیکی (میلونیت‌زایی) شده‌اند و به صورت

شیست‌ها، گنیس‌ها، آمفیبولیت‌ها، آپلیت‌ها، پگماتیت‌ها و لوکوگرانیت‌های دگرریخت شده – میلونیتی شده، رخنمون یافته‌اند.

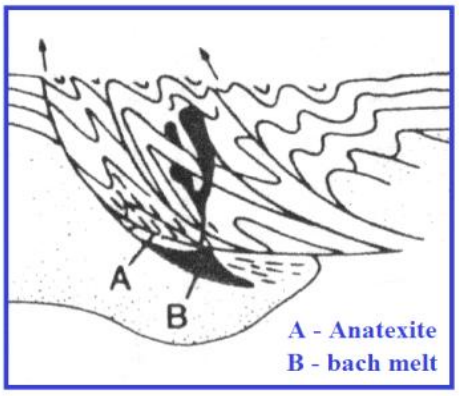
دامنه سنی به دست آمده برای متابازیت‌ها (۵۷۱ تا ۵۴۷ میلیون سال)، متاپلیت‌ها (۵۹۱ تا ۵۲۸ میلیون سال) و گرانیت‌های (۵۴۱ میلیون سال) مجموعه دگرگونی شترکوه، نشانگر آن است که فرایندهای دگرگونی این مجموعه با حادثه کوهزادی کادومین (معادل با اواخر نئوپروتروزوئیک یا اشکوب ادیاکارن) مربوط بوده‌اند که در سرزمین‌های گندوانایی شمال ابرقاره گندوانا، رخ داده است (شکاری و همکاران، ۱۳۹۶).

سنگ‌های بازیکی که مذاب‌های سازنده آنها دارای ماهیت لیتوسفر گوشته‌ای زیرقاره‌ای هستند، در نمودارهای تعیین جایگاه تکتونیکی معمولاً در قلمرو بازالت جزایر اقیانوسی (OIB) واقع می‌شوند چون تقریباً می‌توان از لحاظ عمق تشکیل ماده مذاب، گوشته‌ای لیتوسفری زیر ورقه اقیانوسی را با گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای مشابه در نظر گرفت. البته اختلاف ژئوشیمیایی این دو خاستگاه را نباید نادیده گرفت.

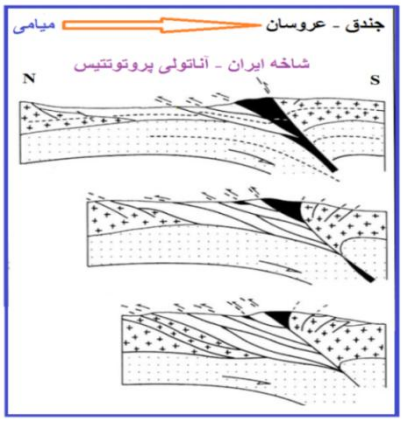
در مجموع، شواهد سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که منشاء تأمین مذاب‌های لازم برای تشکیل سنگ‌های بازیک مادر متابازیت‌های نئوپروتروزوئیک پایانی می‌تواند از یک جایگاه لیتوسفری گوشته‌ای زیرقاره‌ای تا یک جایگاه لیتوسفر گوشته‌ای زیر اقیانوسی (نظیر OIB تا MORB) متغیّر باشد. البته در تعبیر و تفسیر و شناخت جایگاه سنگ‌های متابازیتی باید به این نکته توجه کرد که فرایندهای دگرگونی و تحولات بعدی مرتبط با آنها نظیر گرانیت‌زایی، می‌تواند ویژگی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی این سنگ‌ها را دستخوش تغییر کند، لذا احتیاط‌های لازم، همیشه باید مد نظر قرار گیرد. با توجه به مجموعه شواهد صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و ژئودینامیکی، می‌توان گفت توالی سنگی والد مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه در یک محیط کششی درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند که به طور همزمان با کشش و تحول و تکامل حوضه‌های رسوبی مورد نظر، مذاب‌های بازیک به صورت مختلف جایگزین شده‌اند. تغییرات زیاد و نامنظم ضخامت این متابازیت‌ها و همراهی آنها با کربنات‌ها

از ویژگی بارز و نشانگر محیط زیر دریایی تشکیل آنهاست. در نتیجه، می‌توان گفت که گدازه‌های بازیک، همزمان با رسوبگذاری توالی رسوبی اولیه، از طریق مجاری آتشفشانی (بخشی از دسته دایک‌های دیابازی) به درون حوضه‌های رسوبی نئوپروتروزوئیک پایانی راه یافته‌اند.

Pitcher, 1993 در کتاب ماهیت و منشاء گرانیت (شکل ۱۹-۱، صفحه ۲۹۵) انواع مدل‌های تکتونیکی تشکیل گرانیتوئیدها را به طور شماتیک ترسیم کرده است. از بین مدل‌های ترسیم شده، مدل برخورد قاره‌ای مورّب[1] (از نوع ترافشارشی) (شکل ۸-۸) بیشترین سازگاری را با شواهد صحرایی و سنگ‌شناسی مجموعه شترکوه و نمونه‌های مشابه آنها به سن اواخر نئوپروتروزوئیک نشان می‌دهد. در ارتباط با این مدل به نوعی فرورانش بین قاره‌ای[2] اشاره شده است که بهتر است آن را نوعی فرورانش ورقه اقیانوسی به زیر ورقه قاره‌ای ناقص یا با طول عمر کوتاه تفسیر کنیم که شرایط برای رسیدن ورقه اقیانوسی به مرز آبزدایی، ذوب و تشکیل ماگماهای مربوطه فراهم نشده است. البتّه مدل تکتونیکی واقعی مبیّن آن است که تشکیل مجموعه‌های مورد نظر از پیچیدگی بیشتری برخوردار است. اقیانوس مورد نظر در این فرایند اقیانوس پروتوتتیس و ورقه قاره‌ای مربوطه سرزمین‌های شمالی ابر قاره گندوانا بوده‌اند (شکل ۸-۱۰ و ۱۱).



الف

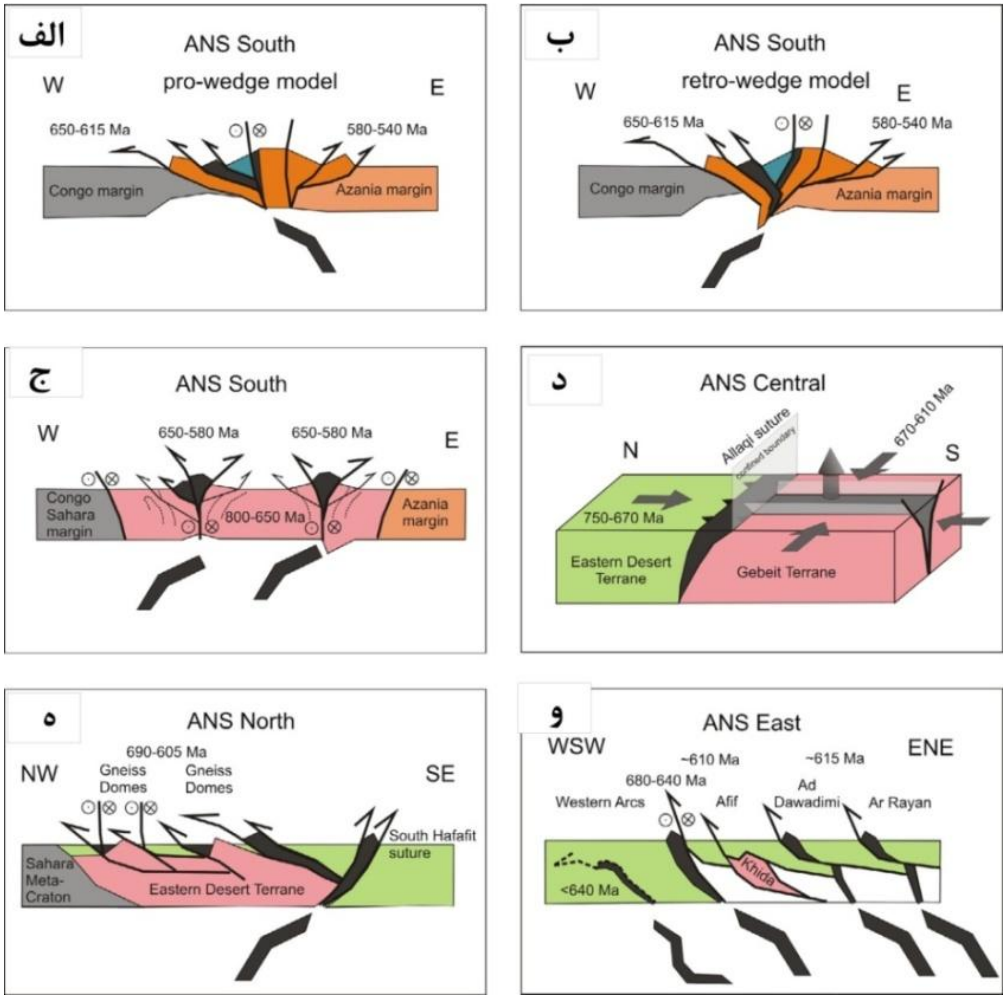


ب

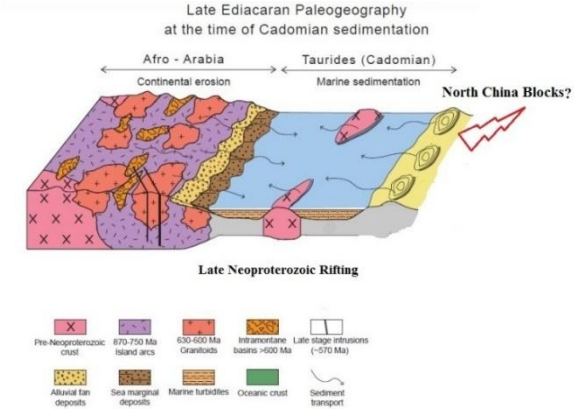
شکل ۸-۸- الف) مدل برخورد قاره‌ای مورّب (از نوع ترافشارشی)((oblique continental collision (transpression)) (Pitcher, 1993). ب) مدل برخورد قاره‌ای مورّب برای تشکیل مجموعه‌های سنگی پروتروزوئیک پایانی جنوب شرق شاهرود. با الهام از طرح نمادین ارائه شده توسط (Kornprobst, 2003). بخش تیره معرّف بقایای ورقه اقیانوسی است.

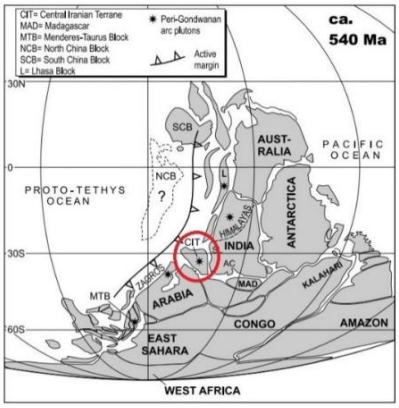
1- oblique continental collision (transpression)
2- Inter Continental Subduction

Fritz و همکاران (۲۰۱۳) الگوهای مشابهی، همانند آنچه در بالا تشریح شده است را برای تشکیل سنگ‌های رسوبی، آذرین و دگرگونی ارائه شده است (شکل ۸-۹). بارزترین نکته در این مدل‌ها، عدم وجود سنگ‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش و یا به عبارتی عدم وجود شواهد ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده می‌باشد. در بیشتر موارد ورقه اقیانوسی به صورت بخشی از یک مجموعه منشوری به هم افزوده جمع شده‌اند و گاه بر روی ورقه قاره‌ای مجاور نیز رانده شده‌اند و در واقع به صورت یک مجموعه تکتونیکی به هم آمیخته تظاهر پیدا کرده‌اند و یا ورقه‌های اقیانوسی در درون گوشته‌ای فرورفته و در آن ذوب شده و به بخش گوشته‌ای اضافه شده است. به عبارت دیگر در بخش گوشته‌ای زیر منشورهای به هم افزوده، تحلیل رفته یا هضم شده است.



شکل ۸-۹- انواع مدل‌های تشکیل سنگ‌های رسوبی، آذرین و دگرگونی (Fritz et al., 2013).





الف ب

شکل ۸-۱۰- الف - تصویری از موقعیت سرزمین‌های افریقایی – عربی اواخر نئوپروتروزوئیک و حوضه رسوبی (دریایی – اقیانوسی) واقع در مجاور آن (به احتمال زیاد واقع در بخش شمالی شرقی آن). این حوضه رسوبی و فعالیت‌های ماگمایی همزمان با تشکیل آن و فرایند بسته شدن و دگرگون‌شدن سنگ‌های آن و در نهایت رسیدن تا آستانه ذوب بخشی، تجسم ساده‌ای از تحولاتی است که در اواخر نئوپروتروزوئیک در سرزمین ایران رخ داده است (با اقتباس و تغییراتی در طرح ارائه شده توسط Abbo et al., 2015). ب- نقشه جغرافیای دیرینه کره زمین در حدود ۵۴۰ میلیون سال پیش. موقعیت احتمالی سرزمین ایران در آن زمان توسط کادر بیضی شکل مشخص شده است (PLATES Project, 1999).

بنابر مستندات جدید گرانیتوئیدهای جنوب‌غرب میامی، بندهزارچاه و سنگ‌های میزبان آنها جزء سرزمین‌های پی‌سنگی ایران هستنند. این گرانیتوئیدها در ارتباط با نوعی فرورانش ناقص یا با طول عمر کوتاه ورقه اقیانوسی (پروتوتتیس(شاخه ایران – آناتولی)) به زیر ورقه قاره‌ای (سرزمین‌های شمالی ابر قاره گندوانا) تشکیل شده‌اند که شرایط برای رسیدن ورقه اقیانوسی به مرز آبزدایی، ذوب و تشکیل ماگماهای مربوطه (یعنی با ترکیب غالب آندزیتی) برای آن فراهم نشده است. متاپلیت‌ها در واقع در محیط پیش کمان یا Fore Arc و در محل برخورد وجود داشته‌اند و در چنین محیطی شرایط برای ذوب آنها مهیا بوده و متاپلیت‌ها ذوب شده و گرانیت تشکیل شده است و در واقع گرانیت‌زایی در یک محیط منشور به هم افزوده انجام شده است (صادقیان و همکاران، ۱۳۹۶).

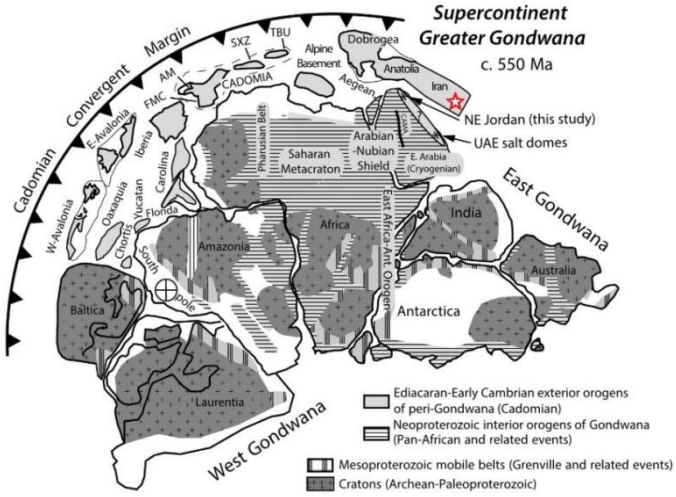
مشاهدات صحرایی صورت‌گرفته در مجموعه‌های دگرگونی جندق (بلوچی و همکاران، ۱۳۹۶) و پشت بادام (Hushmandzadeh, 1969؛ کیقبادی و همکاران، ۱۳۹۴) نشان می‌دهد گسترش این حوضه‌های کششی تا مرحله اقیانوس‌زایی پیش رفته است. حضور سنگ‌های بازالتی، بازالت‌های بالشی، لوکوگابرویی، پیروکسنیتی و هارزبورژیتی که اکنون در حد رخساره شیست‌سبز و آمفیبولیت متحمّل

دگرگونی شده‌اند، این موضوع را تأیید می‌کند. حضور سنگ‌هایی نظیر کیانیت شیست، بیوتیت گنیس، استارولیت - کیانیت گنیس و گارنت آمفیبولیت‌ها مبیّن وقوع دگرگونی ناحیه‌ای بزرگ مقیاس از نوع بارووین در سرزمین‌های گندوانایی ایران در اواخر نئوپروتروزوئیک می‌باشد. بخش عمده‌ای سنگ‌های نامبرده شده با شدّت و ضعف متفاوت میلونیتی شده‌اند. همچنین شواهد صحرایی و منطقه‌ای از میامی در شمال پهنه ساختاری ایران‌مرکزی تا ساغند و بافق در بخش‌های میانی آن، نشان می‌دهند که توده‌های گرانیتوئیدی کالکوآلکالن متعددی این مجموعه‌های دگرگونی را قطع کرده‌اند و در درون آنها جای‌گرفته‌اند یا به عبارتی در آنها نفوذ کرده‌اند. دمای لازم برای تشکیل مذاب‌های سازنده این گرانیتوئیدها از طریق افزایش درجه زمین‌گرمایی در اعماق سرزمین‌های دگرگونی و در برخی موارد جایگیری توده‌های مذاب دارای ترکیب بازیک تا حدواسط فراهم شده است. برای مثال، بلاغی (۱۳۹۳) دما و فشار تشکیل سنگ‌های گنیسی مجموعه دگرگونی دلبر را ۶۴۵ تا ۷۰۶ درجه سانتیگراد و ۸ تا ۱۳ کیلوبار برآورد کرده‌است. در این شرایط دما و فشار، شرایط محیطی برای ذوب سنگ‌های دگرگونی به ویژه متاپلیت‌ها از طریق انجام واکنش‌های آبزدایی و تخریب کانی‌های آبدار به خصوص میکاها فراهم می‌باشد.

دایک‌های دیابازی به سن نئوپروتروزوئیک پایانی که در برخی موارد این مجموعه‌های قدیمی را قطع کرده‌اند، شاید شاهدی بر این موضوع باشند که ماگماهای بازیک – حدواسط جایگزین شده در اعماق سرزمین‌های دگرگونی قدیمی در فراهم کردن شرایط دمایی برای ذوب سنگ‌های متاپلیتی و متاگریوکی نیز احتمالاً سهیم بوده‌اند. توده‌های گرانیتوئیدی تشکیل شده از مقیاس‌های سانتیمتری تا کیلومتری متغیّر می‌باشند و به شکل دایک، آپوفیز، استوک و باتولیت در این مجموعه‌ها قابل مشاهده هستند اما در مجموعه شترکوه تنها به صورت حجم‌های بسیار کم ظهور و بروز پیدا کرده‌اند.

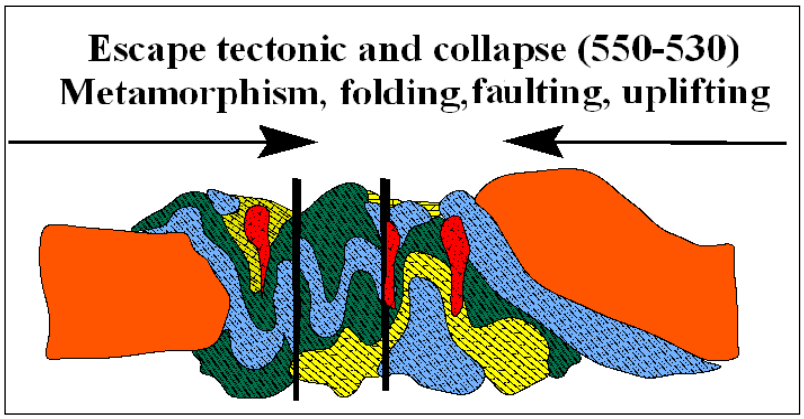
مطالعات و تعیین‌سن‌هایی که توسط محققین مختلف نظیر بخشی‌زاد و قربانی (۱۳۹۴)، (Haghipour, 1974)، (Samani, 1988)، (Ramezani, 1997)، (Ramezani & Tucker, 2003)، (Verdel et al., 2007)، (Hassanzadeh et al., 2008)، (Horton et al., 2008)، (Bagheri &

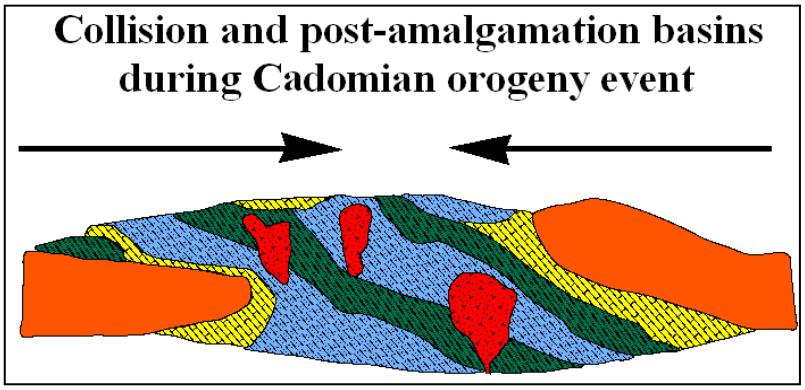
(Shafaii Moghadam ،(Rahmati-Ilkhchi et al., 2011)، (Saki et al., 2010)، Stampfli, 2008)
(Rossetti et al., 2014) ، (Balaghi et al., 2014)، (Jamshidi Badr et al., 2013)، et al., 2015)،
(Shafaii Moghadam et ،(Monazzami Bagherzadeh et al., 2015)، (Hosseini et al., 2015)
al., 2016a) و ... صورت گرفته، همگی نشان می‌دهد که این مجموعه‌ها در اواخر نئوپروتروزوئیک (۵۵۰ تا ۵۴۰ میلیون‌سال پیش) تشکیل شده‌اند. از آنجایی که سنگ‌های مرتبط با فرورانش ورقه اقیانوسی به زیر ورقه قاره‌ای (به ویژه سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب غالب آندزیت تا داسیت) همانند زون ارومیه دختر فعلی در دروه زمانی یاد شده، یا اندکی بعد از آن در ایران مرکزی رخنمون ندارند، به نظر می‌رسد حوضه‌های رسوبی و اقیانوسی با سن اواخر نئوپروتروزوئیک در یک بازه زمانی کوتاه و در طی یک فرایند جمع‌شدگی (بسته شدن) سریع بسته شده‌اند و یک فرایند برخوردی از نوع قاره - قاره صورت گرفته است. به عبارت دیگر می‌توان گفت رژیم تکتونیکی کششی (پشت کمانی یا ریفت‌زایی) عقیم مانده و یک رژیم تراکمی قوی بر سرزمین‌های شمال گندوانا حاکم گشته است. قرارگیری بلوک‌های سنگی دگرگونی با ترکیب سنگ‌شناسی متفاوت و با درجات و رخساره‌های دگرگونی بسیار متفاوت با مرزهای همبری غالباً گسله در سرزمین‌های پی‌سنگی ایران از جمله جندق، دلبر، شتر کوه، بنه شورو و چاپدونی تأییدی بر این امر است. در زمان اوج فرایند دگرگونی ناحیه‌ای، ذوب سنگ‌های دگرگونی با ماهیت عمدتاً متاپلیتی و متاپسامیتی به تشکیل مذاب‌های گرانیتی منجر شده است. میگماتیت‌زایی صورت‌گرفته در گنیس‌های میلونیتی و تشکیل بسته‌های مذاب گرانیتی از مقیاس‌های سانتیمتری تا کیلومتری شاهد بارزی بر این موضوع است. میگماتیت‌زایی صورت‌گرفته در آمفیبولیت‌ها و گارنت‌آمفیبولیت‌ها نیز به تشکیل ترکیبات سنگی تونالیتی (یا به عبارتی پلاژیوگرانیتی) تا گرانودیوریتی منجر شده است که در مجموعه دگرگونی و آذرین شترکوه این شواهد بوضوح دیده می‌شود. شواهد میگماتیتی‌شدن گنیس‌ها و آمفیبولیت‌ها در مجموعه‌های آذرین و دگرگونی دلبر، بندهرارچاه، دوچاه، شمال‌غرب احمد آباد خارتوران، غرب رضا آباد خارتوران، شترکوه، جندق، نی‌باز، چاپدونی و بنه‌شورو مشاهده شده است و تأییدی بر این موضوع می‌باشد.

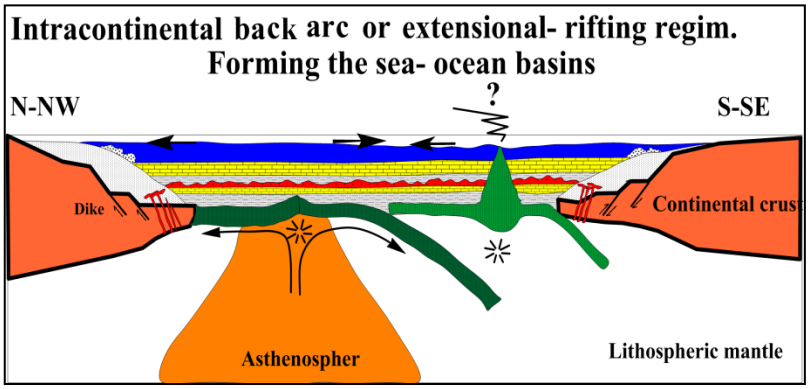


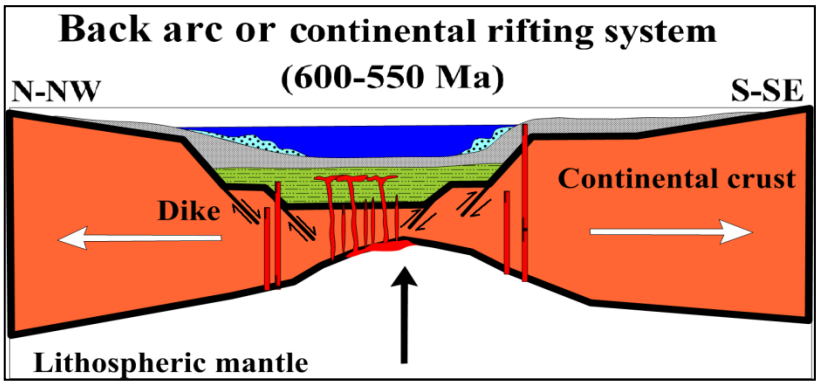
شکل ۸-۱۱– جغرافیای‌دیرینه حاشیه فعّال کادومین – آوالونین و عمده سرزمین‌های پری‌گندوانایی در تقریباً ۵۵۰ میلیون سال پیش (اقتباس‌شده از Linnemann et al., 2010). AM = آرموریکن ماسیف، FMC = ماسیف سانترال فرانسه، SXZ= پهنه یا زون ساکسو – تورینگین (بخشی از ماسیف بوهمیا)، TBU = واحد تپلا برندین (بخشی از ماسیف بوهمیا). شمال ورقه عربی بخشی دارای پوسته کادومین است، چون دارای گنبدهای نمکی (گنبدهای نمکی امارت متحده عربی) است که قطعاتی از سنگهای کادومین را به سمت سطح زمین آورده‌اند (Thomas et al., 2015) (در Stern et al., 2016).

بر اساس نتایج بدست آمده از این مطالعات صحرایی صورت گرفته در منطقه و با توجه به مطالعات پتروگرافی، ژئوشیمی سنگ کل، ژئوشیمی ایزوتوپی می‌توان تحوّلات صورت گرفته در منطقه شترکوه را از اواخر نئوپروتروزوئیک تا ژوراسیک پایانی به ترتیب به صورت زیر خلاصه نمود: در حوضه‌های رسوبی و اقیانوسی با سن اواخر نئوپروتروزوئیک رسوبات و مواد تخریبی فرسایش یافته از سنگ‌های قدیمی‌تر نهشته شده است و در سکانس بالایی حوضه مناطق کم عمق‌تر، رسوبگذاری آهک، دولومیت به همراه شیل انجام شده است. این امر در منطقه شترکوه به صورت آهک‌های دگرگون شده بر روی مجموعه آذرین- دگرگونی مشاهده می‌شوند. همزمان با رسوبگذاری، دایک‌های دیابازی به درون آنها تزریق شده است. این امر به صورت فعالیت‌های ماگمایی در اواخر نئوپروتروزوئیک در یک محیط کششی انجام شده است. سپس با بسته شدن حوضه، شرایط برای اعمال دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه فراهم شده و در طی آن، دگرگونی پیشرونده تا مرز ذوب بخشی، میگماتیت‌زایی و ذوب و آناتکسی در سنگ‌های پلیتی و بازیک پیش رفته است. مذاب‌های فلسیک ایجاد شده سنگ‌های مافیک قدیمی را گسیخته و با شکل‌گیری گرانیت‌های لوکوکرات آناتکتیک جایگیری کرده است (شکل ۸-۱۵).





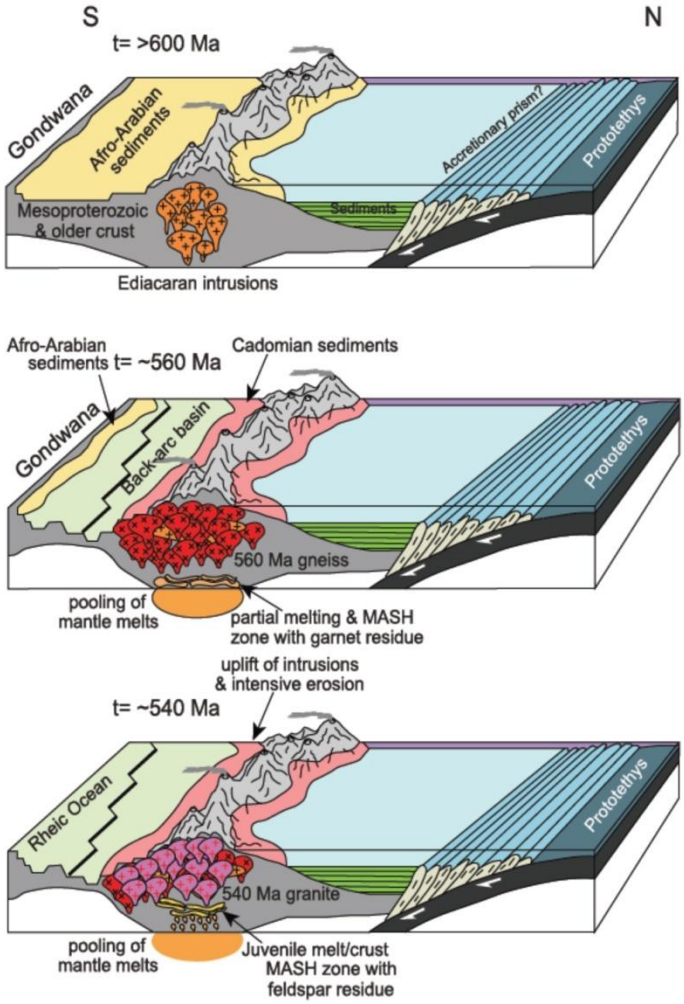




شکل ۸-۱۲- الگوی نمادین نزدیک به واقعیت تشکیل حوضه‌های کششی درون قاره‌ای تا تشکیل پوسته اقیانوسی و سپس بسته شدن همه آنها (با الهام از طرح نمادین ارائه شده توسط Abd Allah et al., 2014 و Rasul & Stwart, 2015 همراه با تغییرات مورد نیاز).

بالاآمدگی و رخنمون یافتن منطقه در اواخر تریاس تا اوایل ژوراسیک که با فرسایش شدید و سریع سرزمین‌های گرانیتی دنبال شده است. سپس رسوبات تخریبی حاصل از فرسایش در یک حوضه رسوبی کم‌عمق تا نیمه عمیق نهشته شده است. کنگلومرای حاوی قطعات گرانیتی و سنگ‌های دگرگونی متعلق به ژوراسیک آغازین در این حوضه رسوبی تخریبی تشکیل شده است و پس از نهشته شدن رسوبات ژوراسیک زیرین، گدازه‌های بازیک به صورت استوک‌های کوچک مقیاس به درون حوضه رسوبی تزریق شده است.

در مطالعات قبلی بر روی این مجموعه (Rahmati-Ilkhchi et al., 2008) و مجموعه‌های مشابه (Hassanzadeh et al., 2008 ; Shafaii Mogaddam et al., 2016a: Verdel et al., 2007) در ایران، بر حوادث تدریجی و تحولی بین سنگ‌های دگرگونی توجه کافی نشده و بخش عمده‌ای از سنگ‌والدهای دگرگونی را سنگ‌های آذرین (نظیر گرانیت و گرانودیوریت) دانسته‌اند که در اثر دگرگونی دینامیکی به ارتوگنیس‌های چشمی میلونیتی تبدیل شده‌اند (Rahmati-Ilkhchi et al., 2011)، در حالی‌که شواهد و مدارک صحرایی و ژئوشیمیایی، طبیعت دگرگونی سنگ‌والد آن‌ها را به‌خوبی روشن می‌سازد. این فرض نادرست در تفکیک واحدهای سنگی در راهنمای نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ : ۱ رزّه (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲) به‌روشنی دیده می‌شود. همچنین الگوی تکتونوماگمایی ارائه شده توسط Shafaii Mogaddam و همکاران (۲۰۱۶a) تشکیل واحدهای گرانیتی عظیمی در نتیجه فرورانش صفحه پروتوتتیس به زیر ورقه گندوانا را نشان می‌دهد که با توجه به اینکه این سنگ‌ها گرانیت نیستند در نتیجه این تعبیر و تفسیرها اشتباه می‌باشد (شکل ۸-۱۳). بخش عمده‌ای از این اشتباهات، از جدا نکردن شواهد، نشانه‌ها و فرایند دگرگونی دینامیکی بعدی (میلونیت‌زایی)، از شواهد و نشانه‌های دگرگونی ناحیه‌ای بارووین اصلی، ریشه گرفته است. بازنگری مطالعات قبلی صورت گرفته در این مناطق، نیازمند توجه همه جانبه و کل‌نگر به تمام فرایندهای دگرگونی و دگرریختی و پیچیده‌گی‌های تحولات زمین‌شناختی این مناطق (رسوب‌گذاری، ماگماتیسم، دگرگونی و زمین‌ساخت) در بستر زمان است.



شکل ۸-۱۳- تکامل تکتونیکی سرزمین‌های کادومین در ایران (و شمال گندوانا) (Shafaii Mogaddam et al., 2016b)

۸-۵- دایک‌های ژوراسیک میانی

دسته دایک‌های بزرگی که در کراتون‌های پرکامبرین و فانروزوئیک قرار دارند می‌توانند به تشخیص قلمروهای آذرین بزرگتر کمک کنند. آنها می‌توانند شاهدی بر جدایش قاره‌ای باشند و به عنوان بقایایی از زبانه‌های (تنوره‌های) گوشته‌ای مرتبط با ماگماتیسم تعبیر و تفسیر شوند (Coffin & Eldholm, 1994, 2005; Ernst & Buchan, 1997, 2003; Ernst et al., 2007; Bryan & Ernst, 2008; Srivastava, 2011). در این بخش گروهی از این دسته دایک‌ها که سرزمین‌های پی‌سنگی پرکامبرین جنوب شاهرود را قطع کرده‌اند، مورد توجه قرار گرفته و سعی شده از طریق شیمی کانی‌ها و دما- فشارسنجی، ماهیت ماگمای سازنده این دایک‌ها و جایگاه زمین‌ساختی تشکیل آنها روشن

گردد. با توجه به نمودار شکل ۵- ۳۴ و ۳۵ پیروکسن‌های دایک‌های مورد نظر، همگی در محدوده پیروکسن‌های تبلور یافته از ماگما قرار می‌گیرند و دارای ماهیت ساب‌آلکالن هستند.

در تریاس بالایی تا ژوراسیک زیرین- میانی به دنبال شروع فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس زاگرس به زیر لبه جنوبی ایران مرکزی، حوضه‌های کششی پشت کمانی اولیه در بخش‌های شمالی ورقه قاره‌ای ایران‌مرکزی تشکیل شده‌اند (عزیزی، ۱۳۹۱؛ اصغرزاده، ۱۳۹۲؛ اصغرزاده و همکاران، ۱۳۹۲؛ حسینی و همکاران، ۱۳۹۲؛ ابتهاج، ۱۳۹۳؛ بلاغی، ۱۳۹۳؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۹۳؛ دادپور، ۱۳۹۳؛ حسینی، ۱۳۹۴؛ خبره ۱۳۹۶، رستمی و همکاران، ۱۳۹۶؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۷) و جنوب البرزشرقی (مقدسی، ۱۳۸۲؛ جمشیدی، ۱۳۸۹؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰، قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۲، Wilmsen et al., 2009). در این حوضه‌ها، سنگ‌های آذرین بازیک به هر دو صورت خروجی (بازالتی) و نفوذی (دایک، سیل و استوک‌های کوچک با ترکیب گابرو تا دیوریت)، تشکیل شده‌اند. این سنگ‌های آذرین بازیک دارای ویژگی‌های زمین‌شیمیایی ماگماهای محیط‌های کششی پشت کمانی اولیه درون قاره‌ای هستند.

در لبه شمالی پهنه ایران‌مرکزی (مناطق میامی، دلبر، شترکوه، بندهزارچاه، دوچاه، ماجراد، سفیدسنگ، رضاآباد و احمدآباد، درجنوب‌خاور شاهرود)، در بخش زیرین توالی رسوبی تریاس‌بالایی- ژوراسیک‌زیرین (معادل سازند شمشک)، روانه‌های بازالتی، دایک‌ها و استوک‌های کوچک دیابازی- میکروگابرویی تا گابرویی و پگماتوئیدهای دیوریتی و گابرویی دیده می‌شوند. دسته دایک‌های دیابازی به سن ژوراسیک‌میانی با روندی خاوری- باختری تا شمال‌خاوری – جنوب‌باختری، مجموعه‌های دگرگونی- آذرین نئوپروتروزوئیک پایانی و واحدهای رسوبی تریاس بالایی – ژوراسیک‌زیرین را قطع کرده‌اند (اصغرزاده، ۱۳۹۲؛ اصغرزاده و همکاران، ۱۳۹۲؛ حسینی و همکاران، ۱۳۹۲؛ ابتهاج، ۱۳۹۳، بلاغی، ۱۳۹۳؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۹۳؛ دادپور، ۱۳۹۳؛ حسینی، ۱۳۹۴؛ خبره، ۱۳۹۶؛ رستمی حصوری و همکاران، ۱۳۹۶، قاسمی و همکاران، ۱۳۹۷). این دسته دایک‌های دیابازی، اطلاعات با ارزشی درباره کشش‌های بزرگ مقیاس در سنگ‌کره قاره‌ای ارائه می‌کنند. آن‌ها، به‌عنوان مجراهای

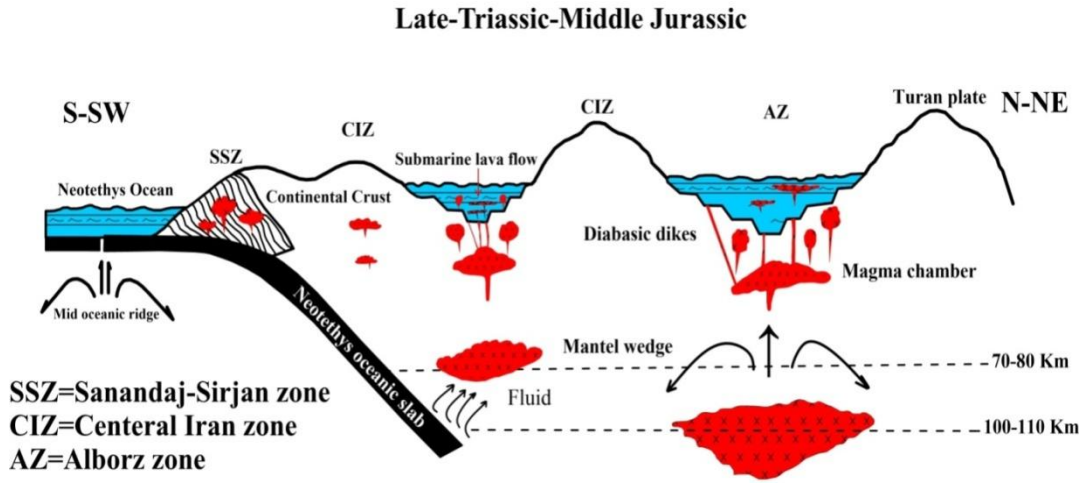
انتقال ماگما، ممکن است ویژگی‌های ماگماهای اولیه عبوری از این مجراها را حفظ نمایند، زیرا کمتر تحت تأثیر پدیده هضم و آلایش قرار می‌گیرند (Peng, 2010). از این‌رو، دسته دایک‌های دیابازی اهمیت فراوانی در تفسیر روند تکامل ژئودینامیکی پوسته قاره‌ای دارند (Srivastava, 2011; Hanski et al., 2006).

بر اساس نتایج حاصل از مطالعات Hosaini et al. (2015)، در نمودارهای به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت، تقریباً همه نمونه‌های دایک‌های دیابازی ژوراسیک‌میانی ایران‌مرکزی، غنی‌شدگی شدید از LILEs و LREES و تهی‌شدگی از HREEs نشان می‌دهند که نشانگر نشأت‌گیری این سنگ‌ها از یک گوه گوشته‌ای متاسوماتیزم شده است. بعلاوه، این دایک‌ها از عناصر HFSEs به‌ویژه Nb نشان تهی‌شدگی می‌دهند، این ویژگی یکی از ویژگی‌های ماگماهای مرتبط با محیط‌های کششی پشت‌کمانی است.

کشش‌های درون قاره‌ای در زمان تریاس‌بالایی – ژوراسیک‌زیرین (Schmidt & Poli, 1988) در شمال ایران (البرز جنوبی – شمال ایران‌مرکزی)، در اواخر تریاس تا ژوراسیک‌میانی گسترش یافته است (قاسمی و جمشیدی،۱۳۹۲،۱۳۹۰؛ Wilmsen et al., 2009; Fürsich et al., 2009). به عقیده Wang et al., 2007 این فرایندهای کششی همراه با نازک‌شدگی سنگ کره، به توسعه فعالیت‌های ماگماتیسم درون ورقه‌ای منجر شده است. کاهش فشار حاصل از کشش و بازشدگی قاره‌ای، به همراه گرمای ناشی از بالاآمدگی گوشته داغ آستنوسفری، سبب ذوب‌بخشی گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای و تشکیل مذاب‌های بازالتی شده است که از طریق گسل‌های کششی محلی، به طرف سطح زمین، بالا آمده‌اند. با توجه به سن ۳۵±۱۵۲ میلیون سال برای این سنگ‌ها در منطقه دلبر (بلاغی، ۱۳۹۳؛ بلاغی و همکاران، ۱۳۹۳)، و سن میانگین ۱۶۹ میلیون‌سال (به روش U-Pb بر روی زیرکن) برای گابرودیوریت‌های ژوراسیک در منطقه ماجراد (واقع در ۱۵۰ کیلومتری جنوب‌خاوری شاهرود) (ویس‌کرمی و همکاران، در دست چاپ) و سن میانگین ۲۲۲ میلیون‌سال (به روش U-Pb بر روی زیرکن) برای گابرودیوریت‌های ژوراسیک در منطقه جندق (بلوچی و همکاران، در دست چاپ)،

احتمالاً ماگماهای بازیک در یک حوضه کششی در شمال پهنه ساختاری ایران‌مرکزی تا جنوب البرز تشکیل شده‌اند. تشکیل این حوضه‌ها، ناشی از بالاآمدگی گوشته داغ آستنوسفری در زیر پوسته قاره‌ای در زمان اواخر تریاس تا ژوراسیک میانی بوده است. با توجه به تعیین سن‌های انجام گرفته بر روی واحدهای سنگی مربوط به ماگماتیسم ژوراسیک در رزمین‌های قدیمی ایران، مشاهده می‌شود که از سمت جندق به سمت ماجراد و دلبر (یا به عبارتی از جنوب به سمت شمال) جوان‌شدگی مشاهده می‌شود.

با توجه به تهی‌شدگی نمونه‌های ایران مرکزی از عناصر HFSEs به‌ویژه Nb و نبود ناهنجاری منفی از عناصر HFSEs به‌ویژه Zr, P, Nb و Ti در نمونه‌های البرز، احتمالاً ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین ژوراسیک ایران‌مرکزی، از ذوب‌بخشی درجه بالاتر گوه‌گوشته‌ای متاسوماتیسم‌شده اسپینل‌لرزولیتی در اعماق کمتر و نمونه‌های البرز از ذوب‌بخشی درجه پایین‌تر گوشته گارنت لرزولیتی در اعماق بیشتر تشکیل شده است (عمق ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری) (حسینی، ۱۳۹۳؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۷). ماگمای حاصل از این منابع، از طریق فضاها و شکستگی‌های ایجاد شده در امتداد گسل‌های عادی، خود را به سطح رسانده و در حین صعود به ترازهای بالاتر، متحمل فرایندهای پترولوژیکی مختلف نظیر تفریق، اختلاط، هضم و آلایش پوسته‌ای گردیده‌اند و به صورت روانه‌های بازالتی، دایک‌های کوچک و بزرگ میکروگابرویی (یا به اصطلاح کلی دیابازی) و یا به صورت توده‌های آذرین کوچک مقیاس گابرویی تا گابرودیوریتی در درون مجموعه‌های پی‌سنگی به سن نئوپروتروزئیک‌پایانی و درون توالی رسوبی معادل سازند شمشک در ایران‌مرکزی، و سازند شمشک در البرز در زمان ژوراسیک میانی جاری شده‌اند و یا تزریق گردیده‌اند. در شکل ۸-۱۴ بخشی از تحولات ژئودینامیکی شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی به صورت نمادین نمایش داده شده است (ویس‌کرمی و همکاران، در دست چاپ).



شکل ۸-۱۴- مدل ژئودینامیک نمادین برای نشان دادن تحولات زمین ساختی بخش‌های شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی (ویس‌کرمی و همکاران، در دست چاپ).

بر اساس مطالعات رستمی (۱۳۹۶)، این ماگماها، از ذوب بخشی ۵ تا ۳۰ درصدی ستون‌های گوشته‌ای اسپینل‌پریدوتیتی (در زیر ایران مرکزی) و گارنت‌لرزولیتی (در زیر البرز خاوری)، در یک جایگاه زمین‌ساختی کششی پشت‌کمانی نابالغ، ناشی از فرورانش مایل سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در تری‌اش بالایی- ژوراسیک میانی حاصل شده و از طریق سیستم‌های شکستگی و گسلش، به ترازهای بالاتر پوسته قاره‌ای صعود کرده‌اند و به روش‌های مختلف در درون حوضه‌های رسوبی کم‌عمق این پهنه‌ها جایگزین شده‌اند. این حوضه، در پشت‌کمان ماگمایی تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین ایران مرکزی و در نتیجه بروز حرکات کششی در پوسته قاره‌ای ایران مرکزی - البرز تشکیل شده است.

۸-۶- نتیجه‌گیری

نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های رسوبی دگرگون شده مورد مطالعه نشان دادند سنگ‌های رسوبی والد سنگ‌های دگرگونی کنونی، در ابتدا در محیط‌های حاشیه غیر فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند. سایر ویژگی‌های ژئوشیمیایی نیز، شکل‌گیری سنگ والد رسوبی تخریبی سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه در این گونه محیط‌های زمین‌ساختی را تأیید می‌کنند.

توده‌های نفوذی کوچک، دایک، سیل و روانه‌های بازالتی در بین توالی رسوبی اولیه سازنده مجموعه کنونی شترکوه جای گرفته است. کشش‌های همزمان با بازشدگی، شرایط مساعدی را برای تشکیل و صعود ماگماهای بازیک و جایگیری آنها به صورت‌های مختلف فراهم ساخته است. این وضعیت زمین‌ساختاری، شرایط لازم را برای ذوب بخشی گوشته واقع در زیر سنگ‌کره قاره‌ای، تولید مذاب‌های بازیک و در نهایت، صعود و جایگیری آن در توالی سنگی اواخر نئوپروتروزوئیک فراهم کرده است. شواهد بارزی از تبلور تفریقی و تفریق ثقلی در برخی از توده‌های نفوذی بازیک دیده می‌شود. به طوری که شرایط برای تشکیل ترکیبات کومولایی سرشار از الیوین و پیروکسن (فاقد کانی‌های روشن به ویژه پلاژیوکلاز) فراهم ساخته است. شواهد پتروگرافی نظیر حضور کانی‌های سیلیکاته مافیک (الیوین و کلینوپیروکسن اوژیتی) و حضور کانی‌های مافیک پتاسیم‌دار (فلوگوپیت) در توده‌های سنگی الیوین گابرویی و غنی بودن این سنگ‌ها از عناصر سنگ‌دوست بزرگ‌یون، شواهدی از یک منشاء گوشته‌ای متاسوماتیسم شده، نرخ ذوب بخشی کم تا متوسط و آلایش مذاب‌های بازیک والد آن‌ها با پوسته قاره‌ای می‌باشند. سنگ‌های بازیکی که مذاب‌های سازنده آنها دارای ماهیت گوشته زیر سنگ‌کره قاره‌ای هستند، در نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی، معمولاً در قلمرو بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) واقع می‌شوند، زیرا ویژگی‌های کانی‌شناختی، ژئوشیمیایی و شرایط دما- فشار حاکم بر ذوب بخشی این محل منبع‌های گوشته‌ای، با همدیگر مشابه است.

گرانیت‌ها و لوکوگرانیت‌های مجموعه شترکوه از گرانیت‌های نوع S هستند. بر اساس شواهد صحرایی، پتروگرافی و نمودارهای تعیین منشاء، این سنگ‌ها دارای پروتولیت رسوبی با ترکیبات متاگری‌وکی- متاپسامیتی تا متاپلیتی بوده‌اند. حضور سنگ‌های متاپلیتی، متاکربناته، متاگری‌وکی و متاپسامیتی همراه با این مجموعه و بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها، از جمله تغییرات میزان عناصر کمیاب آنها بیانگر منشاء گرفتن گرانیت‌ها و لوکوگرانیت‌های این مجموعه از ذوب سنگ‌های رسوبی دگرگون شده در طی فرایند آناتکسی می‌باشند.

سرزمین نئوپروتروزوئیک منطقه شترکوه دارای ویژگی‌های گندوانایی هستند و در خلال کوهزایی کادومین در بازه زمانی نئوپروتروزوئیک پایانی – کامبرین آغازین شکل گرفته‌اند. الگوی ژئودینامیکی مناسب برای شکل‌گیری مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه در چهار مرحله خلاصه شده است.

۱- کشش قاره‌ای کادومین در سرزمین‌های شمالی گندوانا در زمان حدود ۶۰۰ میلیون سال پیش، به بازشدگی و ریفت‌زایی در پوسته قاره‌ای گندوانا به قطعه قطعه شدن بخش‌های شمالی پوسته قاره‌ای گندوانا منجر شده است.

۲- رسوبات حاصل از فرسایش و تخریب سنگ‌های قدیمی مناطق همجوار وارد این حوضه شده است (۶۰۰ تا ۵۹۰ میلیون سال قبل برابر با سن شکل‌گیری حوضه رسوبی). همزمان با کشش و نازک‌شدگی پوسته‌ای در مراحل اولیه شکل‌گیری حوضه، ماگماتیسم بازیکی در حوضه به وقوع پیوسته که پیامدهای آن به اشکال توده‌های نفوذی گابرودیوریتی کوچک مقیاس، دایک‌ها و روانه‌های بازالتی در لابلای رسوبات نهشته شده در حوضه تزریق شده‌اند. پس از شکل‌گیری حوضه رسوبی، فرورنشست سریع بعدی و گسترش دریا در این حوضه به توسعه یک پلاتفرم کربناتی کم‌عمق منجر می‌شود که تا کامبرین آغازین و شکل‌گیری ساختارهای هورست و گرابن پایدار بوده است. این ساختارها در مراحل اولیه بازشدگی اقیانوس پروتوتتیس (Prototethys) که احتمالاً شاخه‌ای از اقیانوس Rheic بوده ایجاد شده‌اند (۵۸۰ تا ۵۵۰ میلیون سال قبل).

۳- این توالی در طی فرایند جمع شدگی سریع، بسته شدن، برخورد قاره- قاره و احتمالاً یک فرایند فرورانشی ناقص، به مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی با تنوع ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی گسترده تحول یافته‌اند.

۴- با توجه به شواهد صحرایی، پتروگرافی و دما – فشار سنجی، شرایط دما- فشار تشکیل مجموعه سنگی شترکوه دگرگون شده‌اند و سپس به صورت آمیزه‌های تکتونیکی یا منشورهای به‌هم افزوده در آمده‌اند و گاه بر روی پوسته‌های قاره‌ای سرزمین‌های همجوار خود رانده شده‌اند. این مجموعه تا

آستانه ذوب‌بخشی، میگماتیت‌زایی و حتی تشکیل مذاب‌های گرانیتی و تونالیتی پیش رفته است. سنگ‌های آذرین تازه تشکیل شده مورد نظر نیز متحمل دگرشکلی و میلونیت‌زایی شده‌اند.

ماگماهای بازیک سازنده دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی از ذوب‌بخشی یک منبع غنی‌شده اسپینل لرزولیتی فاقد گارنت منشاء گرفته‌اند. با نرخ ذوب بخشی ۷ تا ۲۵ درصدی ماهیت کالک‌آلکالن دایک‌ها و ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها با ویژگی‌های بارز ماگماهای مرتبط با زون‌های فرورانش، مطابقت دارد. مطالعات ژئوشیمی دقیق‌تر بر روی این سنگ‌ها و همچنین دامنه سنی آنها در ارتباط با رخدادهای زمین‌شناسی ایران در این بازه زمانی و مقایسه آنها با سنگ‌های مافیک مشابه در نواحی همجوار نشان می‌دهد، این سنگ‌ها در محیط‌های کششی حوضه‌های پشت کمان ماگمایی ژوراسیک میانی شکل گرفته‌اند. کشش‌های ناشی از فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر لیتوسفر قاره‌ای ایران مرکزی به باز شدن حوضه‌های شبه کافتی پشت کمان در بخش‌های داخلی ایران مرکزی و البرز منجر شده است. ماگمای مافیک حاصل از ذوب‌بخشی گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای از طریق فضاهای کششی ایجاد شده در این حوضه‌ها و به ترازهای بالایی پوسته صعود کرده و به صورت دایک یا توده‌های کوچک مقیاس جایگزین شده است.

نتیجه‌گیری و پیشنهادات

الف- تحولات مجموعه سنگی شترکوه در نئوپروتروزوئیک پایانی

سنگ‌های مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه با طیف ترکیبی متنوع در سراسر مجموعه دگرگونی شترکوه رخنمون دارند. سنگ‌های دگرگونی از متاپلیت‌ها (فیلیت، میکاشیست و گنیس)، ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده (متاپسامیت)، متاگریوک، متاکربنات‌ها (مرمرآهکی و مرمردولومیتی)، متابازیت‌ها (آمفیبولیت و گارنت‌آمفیبولیت) و متاریولیت‌ها تشکیل شده‌اند.

متاپلیت‌ها

- در نتیجه دگرگونی پیشرونده گارنت میکاشیست‌ها به تدریج به سنگ‌های گنیسی تبدیل می‌شوند. این تغییر و تحوّلات شامل تحول شیستوزیته به ساخت گنیسی (گنیسوزیته) از میکاشیست‌ها به گنیس‌ها است. سنگ‌های گنیسی و گارنت گنیسی به دلیل تفکیک باندهای تیره (غنی از بیوتیت و گارنت) و روشن (غنی از کوارتز و فلدسپار) دارای نواربندی گنیسی یا ساخت گنیسوزیته هستند.

- حضور مسکوویت و بیوتیت فراوان در متاپلیت‌ها برگوارگی بارزی را در آنها ایجاد کرده است. بافت‌های لپیدوبلاستی و پورفیروبلاستی نشان می‌دهند. فابریک‌های نوع S و C در آنها به راحتی قابل تشخیص است. بافت پورفیروبلاستی ناشی از حضور گارنت‌های دانه‌ریز تا دانه درشت مشاهده می‌شوند. این سنگ‌ها از مجموعه کانی‌های کوارتز + فلدسپار ± مسکوویت + بیوتیت ± گارنت + پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند.

گنیس‌ها و گارنت گنیس‌های دانه متوسط تا درشت از مجموعه کوارتز + فلدسپار + پلاژیوکلاز + بیوتیت ± گارنت ± هورنبلندسبز ± مسکوویت و کانی‌های فرعی آلانیت، زیرکن، آپاتیت، تورمالین و اپیدوت تشکیل شده‌اند. بافت پوئی‌کیلوبلاستی ناشی از رشد درشت بلورهای گارنت حاوی ادخال‌های فراوان از بیوتیت، پلاژیوکلاز و کوارتز از ویژگی‌های بارز این سنگ‌ها است. با توجه به ادخال‌های موجود در پورفیروبلاست‌های گارنت، رشد پورفیروبلاست‌های گارنت، همزمان با دگرریختی تا بعد از دگرریختی در این سنگ‌ها صورت گرفته است. شکل‌گیری بافت نواری، فابریک‌های مایل ناشی از رشد پورفیروبلاست‌های پوششی نوع سیگما، ماکل‌های مکانیکی در پلاژیوکلازها، ساب‌گرین شدن کوارتز،

میرمکیت‌زایی و ایجاد بافت پرتیت شعله‌ای در فلدسپارهای آلکالن دلالت بر اثرات دگریختی شکل‌پذیر و میلونیتی شدن این سنگ‌ها دارند.

- سنگ‌های دگرگونی مجموعه شترکوه متحمل انواع دگرشکلی‌های شکننده و شکل‌پذیر شده‌اند. شواهد ریزساختاری بیانگر انواع دگرشکلی‌ها در کانی‌های کوارتز، فلدسپارها (فلدسپارهای آلکالن و پلاژیوکلازها)، بیوتیت و گارنت است. فابریک‌های S-C ناشی از ردیف‌شدگی میکاها، ایجاد اشکال سیگمایی در پورفیروبلاست‌ها، میکاماهی و غیره همگی شواهد دگرشکلی در پهنه‌های برشی را نشان می‌دهند.

- بیوتیت‌های میکاشیست‌ها و گنیس‌ها غالباً در محدوده بین سیدروفیلیت و آنیت قرار می‌گیرند. گارنت‌های میکاشیست‌ها و گنیس‌ها از نوع آلماندین هستند. آلکالی فلدسپارهای گنیس‌ها همگی در نزدیکی قطب ارتوز قرار می‌گیرند. پلاژیوکلازهای موجود در میکاشیست‌ها و گنیس‌های منطقه شترکوه، دارای ترکیب الیگوکلاز هستند. تورمالین‌های موجود در متاپلیت‌ها دارای ترکیب دراویت می‌باشد و در گروه قلیایی قرار می‌گیرند. آمفیبول‌های موجود در این گنیس‌ها، از نوع فروپارگازیت هستند و کلسیک می‌باشند. مطالعات دما - فشارسنجی صورت گرفته بر روی متاپلیت‌ها، بیانگر تشکیل آنها در محدوده دمایی ۴۵۷ تا ۶۴۱ درجه سانتیگراد و فشار ۶ تا ۱۴ کیلوبار (منطبق بر رخساره‌های شیست‌سبز تا آمفیبولیت) می‌باشد. دماها و فشارهای به دست آمده توسط روش‌های دما-فشارسنجی با شرایط رخساره آمفیبولیت تا آمفیبولیت بالایی مطابقت دارند. با در نظر گرفتن محدوده‌های دما و فشار تعیین شده برای سنگ‌های متاپلیتی این مجموعه، می‌توان مسیر دگرگونی ناحیه‌ای دما- فشار متوسط نوع بارووین را در نظر گرفت.

- سنگ‌های دگرگونی متاپلیتی دارای ماهیت پلیتی تا گریوکی بوده‌اند. سنگ‌های متاپلیتی منطقه شترکوه دارای ترکیبی مشابه با ترکیب پوسته قاره‌ای فوقانی هستند. سنگ‌های آپلیتی نیز الگوی مشابهی با سنگ‌های دگرگونی میکاشیستی- گنیسی نشان می‌دهند که دلالت بر ارتباط ژنتیکی آنها با این سنگ‌ها دارد.

متابازیت‌ها

- متابازیت‌ها دارای رخنمون‌هایی به شکل سیل، روانه‌هایی از گدازه‌های بازیک، دایک‌های دیابازی و توده‌های نفوذی کوچک مقیاس دگرگون شده هستند. سنگ والد این واحد، روانه‌های بازالتی زیردریایی و آتشفشانی- تخریبی‌های وابسته، دسته دایک‌های دیابازی و توده‌های آذرین پریدوتیتی (کومولایی)، الیوین‌گابرویی، گابرویی و دیوریتی که در توالی رسوبی اولیه تزریق شده و یا بر روی آن‌ها جریان یافته‌اند و سپس در طی رخدادهای بعدی متحمل دگرگونی شده و به آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت تبدیل شده‌اند.

- توده‌های نفوذی گروه متابازیت‌ها شامل الیوین‌گابروها، گابروها و دیوریت‌ها هستند و از کانی‌های کلینوپیروکسن± الیوین + پلاژیوکلاز+ تیتانومگنتیت تشکیل شده است.

- در اطراف الیوین بافت زیبای کرونا حاصل از واکنش بین الیوین و پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود. عدم تعادل بین این کانی‌ها موجب ایجاد حاشیه کرونا متشکل از ارتوپیروکسن و آمفیبول در اطراف الیوین شده است. الیوین از نوع کریزولیت هستند و پیروکسن‌ها دارای ترکیب اوژیت می‌باشند. پلاژیوکلازهای این واحد سنگی از نوع بیتونیت تا لابرادوریت می‌باشد. حاشیه سیمپلکتیتی موجود در بین الیوین و پلاژیوکلاز از دو نوار تشکیل شده است. نوار داخلی که در مجاورت بلور الیوین قرار گرفته است دارای ترکیب انستاتیت می‌باشد و نوار بیرونی دارای ترکیب آمفیبول پارگازیتی است میکاهای الیوین گابروها در محدوده فلوگوپیت قرار می‌گیرد.

- ماگمای والد الیوین‌گابروها تحت شرایط دمایی ۱۳۵۸ تا ۱۰۰۸ درجه سانتیگراد و فشار ۶ تا ۱۰ کیلوبار متبلور شده‌اند. دما- فشارسنجی با استفاده از زوج آمفیبول (هورنبلند سبز) - پلاژیوکلاز و مقدار Ti موجود در آمفیبول (هورنبلند سبز) در حاشیه سیمپلکتیت نشان می‌دهد که این حاشیه در محدوده دمای ۹۰۳ تا ۷۸۳ درجه سانتیگراد و فشار ۹/۶ تا ۵ کیلوبار تشکیل شده است.

- دیوریت‌ها دارای هورنبلندسبز، پلاژیوکلاز و بیوتیت هستند. هورنبلندسبز از نوع منیزیوهورنبلند است. پلاژیوکلازهای موجود در دیوریت‌ها از نوع الیگوکلاز می‌باشد. بیوتیت‌های دیوریت‌ها از نوع بیوتیت‌های غنی از آهن است و در محدوده بین سیدروفیلیت و آنیت قرار می‌گیرند.

- آمفیبولیت‌ها از پلاژیوکلاز + هورنبلندسبز ± گارنت و کانی‌های فرعی نظیر تیتانیت + آپاتیت ± کوارتز ± کانی‌های اوپک تشکیل شده‌اند. کلریت، اپیدوت، کلسیت و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و منگنز از جمله کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی هستند. بافت‌های نماتوبلاستی و پورفیروبلاستی از بافت‌های رایج در این سنگ‌ها هستند. ادخال‌های کوارتز و بیوتیت در برخی پورفیروبلاست‌های گارنت، بافت پوئی‌کیلوبلاستی بارزی را ایجاد کرده و الگوی ادخال‌ها، بیانگر رشد همزمان تا بعد از دگرریختی پورفیروبلاست‌های گارنت می‌باشد. این سنگ‌ها از یک سنگ والد آذرین با ترکیب گابرویی منشأ گرفته‌اند. این سنگ‌ها در طی دگرگونی به ترکیبات شیست سبز، آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت تحوّل یافته‌اند. درجه دگرگونی در متابازیت‌ها نیز تا رسیدن به آستانه ذوب بخشی پیش رفته، میگماتیت‌زایی انجام شده و با گذر از مرحله ذوب‌بخشی مذاب‌های تونالیتی تشکیل شده است.

- متابازیت‌ها در محدوده ترکیبات مافیک قرار می‌گیرند که با سنگ والد آنها به صورت روانه‌های بازالتی، توده‌های نفوذی بازیک و دایک‌های گابرویی کاملاً مطابقت دارد. ترکیب این سنگ‌ها در محدوده بازالت‌های ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند و دارای منشاء آذرین هستند. متاسوماتیسم گوشته‌ای و احتمالاً آلایش پوسته‌ای این ماگماها به ناهنجاری فزاینده عناصر سنگ دوست بزرگ‌یون آنها منجر شده است.

توده‌های نفوذی کوچک، دایک، سیل و روانه‌های بازالتی در بین توالی رسوبی اولیه سازنده مجموعه کنونی شترکوه جای گرفته است. کشش‌های همزمان با بازشدگی، شرایط مساعدی را برای تشکیل و صعود ماگماهای بازیک و جایگیری آنها به صورت‌های مختلف فراهم ساخته است. این وضعیت زمین‌ساختاری، شرایط لازم را برای ذوب بخشی گوشته واقع در زیر سنگ‌کره قاره‌ای، تولید مذاب‌های بازیک و در نهایت، صعود و جایگیری آن در توالی سنگی اواخر نئوپروتروزوئیک فراهم کرده است.

شواهد بارزی از تبلور تفریقی و تفریق ثقلی در برخی از توده‌های نفوذی بازیک دیده می‌شود. به طوری که شرایط برای تشکیل ترکیبات کومولایی سرشار از الیوین و پیروکسن (فاقد کانی‌های روشن به ویژه پلاژیوکلاز) فراهم ساخته است. شواهد پتروگرافی نظیر حضور کانی‌های سیلیکاته مافیک (الیوین و کلینوپیروکسن اوژیتی) و حضور کانی‌های مافیک پتاسیم‌دار (فلوگوپیت) در توده‌های سنگی الیوین‌گابرویی و غنی بودن این سنگ‌ها از عناصر سنگ‌دوست بزرگ‌یون، شواهدی از یک منشاء گوشته‌ای متاسوماتیسم شده، نرخ ذوب بخشی کم تا متوسط و آلایش مذاب‌های بازیک والد آن‌ها با پوسته قاره‌ای می‌باشند. سنگ‌های بازیکی که مذاب‌های سازنده آنها دارای ماهیت گوشته زیر سنگ‌کره قاره‌ای هستند، در نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی، معمولاً در قلمرو بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) واقع می‌شوند، زیرا ویژگی‌های کانی‌شناختی، ژئوشیمیایی و شرایط دما- فشار حاکم بر ذوب بخشی این محل منبع‌های گوشته‌ای، با همدیگر مشابه است.

متاکربنات‌ها

متاکربنات‌ها به‌صورت میان‌لایه‌ها یا لایه‌هایی از مرمرهای آهکی و مرمرهای دولومیتی فاقد فسیل رخنمون دارند، این افق‌های سنگی ضخیم لایه، به‌ویژه در بخش‌های شمالی مجموعه شترکوه، منطقه‌ای وسیعی را به خود اختصاص داده‌اند. حضور لایه‌های متاکربناتی به صورت میان‌لایه به همراه سنگ‌های متاپلیتی و متاسندستونی نشان‌دهنده تناوب رسوبگذاری در حوضه رسوبی اولیه می‌باشد و بیانگر تغییر شرایط رسوب‌گذاری و هم‌سنی آن‌ها می‌باشد.

متاسندستون‌ها و متاگری‌وک‌ها

متاسندستون‌ها سنگ‌هایی با ترکیبات کوارتز و فلدسپاتی دگرگون شده و یا متاسندستون‌هایی (متاپسامیتی) هستند که غالباً در مجموعه دگرگونی شترکوه همراه با متاکربنات‌ها رخنمون دارند. این سنگ‌ها به صورت میان لایه‌های متاسندستونی رخنمون دارند و گاهی نیز به صورت نودول‌هایی با اندازه کمتر از نیم متر در درون متاپلیت‌ها یافت می‌شوند. متاپسامیت‌ها و متاگری‌وک‌ها از کوارتز، پلاژیوکلاز، اپیدوت، بیوتیت و کمی کلریت تشکیل شده‌اند.

متاریولیت‌ها

- متاریولیت‌ها به عنوان یکی از واحدهای سنگی آذرین دگرگون شده در بخش‌های جنوبی و شمالی مجموعه شترکوه رخنمون دارند. این سنگ‌ها به رنگ سفید تا خاکستری روشن هستد و معمولاً در بین متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها رخنمون دارند. آنها دارای ساخت بلاستوفیری و پورفیروکلاستی هستند و خطوارگی و برگوارگی بارزی نشان می‌دهند. متاریولیت‌ها به رنگ خاکستری روشن در لابلای متاپلیت‌ها و متادولومیت‌ها رخنمون دارند. کوارتز، اورتوز، پلاژیوکلاز و بیوتیت به عنوان کانی‌های اصلی هستند. آثار دگرشکلی ناشی از فرایندهای دگرگونی نیز در این دسته سنگها کاملاً مشهود است.

میگماتیت‌ها

- میگماتیت‌های منطقه شترکوه غالباً حاصل تفکیک دگرگونی و یا ذوب‌بخشی درجا می‌باشند. مذاب‌های حاصل از ذوب‌بخشی گنیس‌ها، به صورت رگه‌ها و بسته‌های متشکل از کوارتز و فلدسپارآلکالن در لابلای این سنگ‌ها وجود دارند. این بخش‌ها روشن‌تر از کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز و بیوتیت تشکیل شده‌اند. با رسیدن به مرحله آناتکسی، لامینه‌های غنی از ارتوز در مقیاس میلی‌متری در سنگ‌های گنیسی ایجاد شده و ضخامت لامینه‌ها به تدریج افزایش یافته و رگه‌های پگماتیتی با ضخامت چند سانتیمتر تا چند متری تشکیل شده‌است. مذاب‌های فلسیک حاصل از ذوب‌بخشی سنگ‌های دگرگونی تولید شده، در مجموعه دگرگونی شترکوه عمدتاً کم بوده است و به ندرت توده‌های آذرین بزرگ به هم پیوسته‌ای را تشکیل داده‌اند. در برخی از بخش‌های مجموعه شترکوه، توده‌های گرانیتی کوچک مقیاس مشاهده می‌شوند

شواهدی از تفریق دگرگونی و جدایش لوکوسم‌های تونالیتی و مزوسوم‌های غنی از گارنت و هورنبلند سبز در متابازیت‌ها مشاهده می‌شود. درجه دگرگونی در این گروه ترکیبی نیز همزمان با متاپلیت‌ها، به طور یکسان تغییر یافته است این رخداد تا رسیدن به مرحله ذوب بخشی و وقوع فرایند آناتکسی پیش‌رفته و به تشکیل مذاب‌های تونالیتی یا پلاژیوگرانیتی منجر شده است.

آپلیت‌ها، پگماتیت‌ها و گرانیت‌ها

آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها به رنگ خاکستری تا سفید روشن، تماماً بلورین مشاهده می‌شوند. بافت‌های گرانولار، میرمکیتی و پرتیتی از بافت‌های متداول در این سنگ‌ها هستند. کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوز، میکروکلین و مسکوویت از کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آنها می‌باشند. تورمالین، زیرکن، آپاتیت و کانی‌های اپک از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها می‌باشند.

- گارنت‌های آپلیت‌ها غنی از آلماندین هستند. پلاژیوکلازهای آپلیت‌ها به‌طور میانگین دارای ترکیب ($Ab_{81}An_7$) هستند. میکاهای موجود در آپلیت‌های مجموعه شترکوه از نوع مسکوویت هستند. تورمالین‌های آنها در محدوده شورل قرار می‌گیرند. دما فشارسنجی بیانگر دماهای ۶۱۸ تا ۶۲۶ درجه سانتیگراد و فشارهای ۸/۴ تا ۱۳/۲ کیلوبار به‌دست آمد.

-گرانیت‌ها و لوکوگرانیت‌های مجموعه شترکوه از گرانیت‌های نوع S هستند. بر اساس شواهد صحرایی، پتروگرافی و نمودارهای تعیین منشاء، این سنگ‌ها دارای پروتولیت رسوبی با ترکیبات متاگری‌وکی-متاپسامیتی تا متاپلیتی بوده‌اند. حضور سنگ‌های متاپلیتی، متاکربناته، متاگری‌وکی و متاپسامیتی همراه با این مجموعه و بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها، از جمله تغییرات میزان عناصر کمیاب آنها بیانگر منشاء گرفتن گرانیت‌ها و لوکوگرانیت‌های این مجموعه از ذوب سنگ‌های رسوبی دگرگون شده در طی فرایند آناتکسی می‌باشند.

ب- تحولات سنگی سنگ‌های پوشاننده یا قطع کننده مجموعه شترکوه (به سن اواخر تریاس تا ژوراسیک میانی)

واحدهای سنگی اواخر تریاس تا ژوراسیک در مجموعه شترکوه رخنمون دارند. این واحدها شامل توالی از کنگلومرا، شیل، تناوبی از شیل و ماسه‌سنگ، بازالت و دایک‌های دیابازی هستند. فعالیت ماگمایی در مجموعه ژوراسیک منطقه شترکوه به صورت دایک، توده‌های نفوذی کوچک و بزرگ و روانه‌های بازالتی هستند. ساخت بالشی حفره‌ای در آنها دیده می‌شود. این حفرات توسط کانی‌های ثانویه از قبیل کلریت، کلسیت و کوارتز پر شده‌اند.

مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه و نهشته‌های رسوبی اواخر تریاس - ژوراسیک زیرین توسط دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی قطع شده‌اند. این دایک‌ها در آهک‌های ماسه‌ای و فسیل‌دار ژوراسیک بالایی (معادل سازند دلیچای) و آهک‌های کرتاسه زیرین (نئوکومین) نفوذ نکرده و دارای سن ژوراسیک میانی هستند. این دایک‌ها در رخنمون صحرایی دارای رنگ سبز تا خاکستری تیره و ساخت‌های آفانیتی و پورفیری می‌باشند.

دایک‌های دیابازی ژوراسیک دارای ترکیب بازیک- حدواسط هستند. بافت‌های افیتی، ساب‌افیتی، پورفیروئیدی، گلومروپورفیروئیدی، گرانولار (دانه‌ای) ریزدانه تا دانه‌درشت دارند. پیروکسن، پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر بیوتیت از سازندگان اصلی این سنگ‌ها هستند. آپاتیت، اسفن، مگنتیت و تیتانومگنتیت از کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها هستند.

کانی‌های اصلی دسته دایک‌های دیابازی و روانه‌های بازالتی زیردریایی دگرگون شده گارنت، هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز می‌باشد. هورنبلند سبز از نوع پارگازیت است و گارنت‌ها غنی از آلماندین هستند. پلاژیوکلازها در محدوده الیگوکلاز قرار می‌گیرند. ترکیب کلینوپیروکسن‌های نمونه‌های متعلق به دایک‌های دیابازی از نوع اوژیت می‌باشند. پلاژیوکلازها دارای ترکیب آندزین هستند. دماها و فشارهای بدست آمده با روش دما- فشارسنجی کلینوپیروکسن، به ترتیب ۱۱۰۰ تا۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و ۲ تا ۱۰ کیلوبار را نشان می‌دهند. با استفاده از دما- فشارسنجی بر روی پلاژیوکلاز، به طور میانگین دماهای ۱۱۲۲ تا ۱۲۴۹ درجه سانتیگراد و فشار ۷/۸ کیلوبار به دست می‌آید.

ماگماهای بازیک سازنده دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی از ذوب‌بخشی یک منبع غنی‌شده اسپینل لرزولیتی فاقد گارنت منشاء گرفته‌اند. با نرخ ذوب بخشی ۷ تا ۲۵ درصدی ماهیت کالک‌آلکالن دایک‌ها و ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها با ویژگی‌های بارز ماگماهای مرتبط با زون‌های فرورانش، مطابقت دارد. مطالعات ژئوشیمی دقیق‌تر بر روی این سنگ‌ها و همچنین دامنه سنی آنها در ارتباط با رخدادهای زمین‌شناسی ایران در این بازه زمانی و مقایسه آنها با سنگ‌های مافیک مشابه در نواحی همجوار نشان می‌دهد، این سنگ‌ها در محیط‌های کششی حوضه‌های پشت کمان ماگمایی ژوراسیک میانی شکل

گرفته‌اند. کشش‌های ناشی از فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر لیتوسفر قاره‌ای ایران مرکزی به باز شدن حوضه‌های شبه کافتی پشت کمان در بخش‌های داخلی ایران مرکزی و البرز منجر شده است. ماگمای مافیک حاصل از ذوب‌بخشی گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای از طریق فضاهای کششی ایجاد شده در این حوضه‌ها و به ترازهای بالایی پوسته صعود کرده و به صورت دایک یا توده‌های کوچک مقیاس جایگزین شده است.

ج- سن‌سنجی و آنالیز ایزوتوپی

نتایج سن‌سنجی‌های U-Pb انجام شده بر روی زیرکن‌های جدا شده از میکاشیست‌ها مبیّن آن است که سن‌های به دست آمده با بازه زمانی ۲۸۸۶۰ تا ۵۹۰ میلیون سال مطابقت دارد. بررسی داده‌های سنی تعیین شده از نمونه میکاشیستی معرّف چند منشأیی بودن آنهاست. تعیین زمان شکل‌گیری حوضه رسوبی سازنده سنگ والد رسوبی تا حدودی بر اساس جوانترین سن‌های به دست آمده از سنگ‌های دگرگونی امکان‌پذیر است با توجه به تاریخچه زمین‌شناسی منطقه و بازه‌های سنی گزارش شده برای قدیمی‌ترین سازندهای ایران، بهترین تفسیر برای سن تشکیل حوضه رسوبی سنگ‌های والد مجموعه دگرگونی شترکوه محدوده زمانی ۶۰۰ تا ۵۶۰ میلیون سال پیش می‌باشد.

نتایج سن‌سنجی‌های انجام شده به روش Pb/U بر روی زیرکن‌های گنیس‌ها و گرانیت‌های مجموعه شترکوه، میانگین سنی ۵۹۱ تا ۵۲۸ میلیون سال است. این بازه زمانی معادل با نئوپروتروزوئیک پایانی- کامبرین زیرین است که می‌توان این محدوده زمانی را زمان اوج دگرگونی متاپلیت‌ها یا زمان ذوب‌بخشی متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی شترکوه و به تبع آن گرانیت‌زایی در نظر گرفت. نتایج سن‌سنجی‌های U-Pb زیرکن‌های جدا شده از متابازیت‌ها سن ۵۷۱ تا ۵۴۷ میلیون سال را نشان می‌دهد و متاریولیت‌های مجموعه شترکوه نیز دارای سن ۱۱± ۵۴۳ میلیون سال می‌باشد.

آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd بر روی نمونه‌های مجموعه شترکوه انجام شد. نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr(Initial)$ آنها با در نظر گرفتن سن ۵۵۰ میلیون سال محاسبه شد. این نسبت برای لوکوگرانیت‌ها ۰/۷۱۸۲۴۳ و برای گنیس‌ها ۰/۷۰۹۰۱۸ می‌باشد. این مقادیر نشان‌دهنده منشاء

پوسته‌ای برای آنها می‌باشد. مقادیر $\varepsilon_{Nd\ (550)}$ برای نمونه لوکوگرانیتی و گنیسی این مجموعه به ترتیب برابر ۶/۹۶- و ۳/۹۴- می‌باشد و مؤیّد سرچشمه گرفتن آنها از منشاء پوسته‌ای است.

نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Rb/^{86}Sr$ متابازیت‌ها از ۰/۰۷۸۵ تا ۰/۷۶۸۸متغیر می‌باشد $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ آنها با در نظر گرفتن سن ۵۵۰ میلیون سال از ۰/۷۰۶۰۳۶ تا ۰/۷۱۲۰۲۰ متغیّر است. مقادیر پایین این نسبت با منبع گوشته‌ای و کمی آلایش پوسته‌ای مطابقت دارد. مقادیر $\varepsilon_{Nd\ (550)}$ این سنگ‌ها از ۲/۸۷- تا ۴/۲۵ متغیر و اکثراً مثبت هستند که بیانگر سرچشمه گرفتن آنها از یک منبع گوشته‌ای است. مقادیر ایزوتوپی این سنگ‌ها در نزدیکی محدوده BSE (Bulk Silicate Earth) قرار می‌گیرد و می‌تواند بیانگر آن باشد که به احتمال قوی از یک منبع گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای (subcontinental lithospheric mantle) نشأت گرفته‌اند.

سنگ‌های رسوبی والد سنگ‌های دگرگونی کنونی، در ابتدا در محیط‌های حاشیه غیر فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند. سایر ویژگی‌های ژئوشیمیایی نیز، شکل‌گیری سنگ والد رسوبی تخریبی سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه در این گونه محیط‌های زمین‌ساختی را تأیید می‌کنند. سنگ‌های نئوپروتروزوئیک پایانی منطقه شترکوه دارای ویژگی‌های گندوانایی هستند و در خلال کوهزایی کادومین در بازه زمانی نئوپروتروزوئیک پایانی – کامبرین آغازین شکل گرفته‌اند. اما با بسته شدن حوضه رسوبی و وارد شدن فعالیت‌های شدید تکتونیکی این مجموعه در محیطی مشابه حاشیه فعال قاره‌ای قرار گرفته است.

الگوی ژئودینامیکی مناسب برای شکل‌گیری مجموعه دگرگونی-آذرین شترکوه در چهار مرحله خلاصه شده است.

۱- کشش‌های درون قاره‌ای اواخر نئوپروتروزوئیک در ایران در زمان حدود ۶۰۰ میلیون سال پیش، به بازشدگی و ریفت‌زایی در پوسته قاره‌ای گندوانا به قطعه قطعه شدن بخش‌های شمالی پوسته قاره‌ای گندوانا در سرزمین‌های ایرانی منجر شده است.

۲- رسوبات حاصل از فرسایش و تخریب سنگ‌های قدیمی مناطق همجوار وارد این حوضه شده است (۶۰۰ تا ۵۹۰ میلیون سال قبل برابر با سن شکل‌گیری حوضه رسوبی). همزمان با کشش و نازک‌شدگی پوسته‌ای در مراحل اولیه شکل‌گیری حوضه، ماگماتیسم بازیکی در حوضه به وقوع پیوسته که پیامدهای آن به اشکال توده‌های نفوذی گابرودیوریتی کوچک مقیاس، دایک‌ها و روانه‌های بازالتی در لابلای رسوبات نهشته شده در حوضه تزریق شده‌اند. پس از شکل‌گیری حوضه رسوبی، فرورنشست سریع بعدی و گسترش دریا در این حوضه به توسعه یک پلاتفرم کربناتی کم‌عمق منجر می‌شود که تا کامبرین آغازین و شکل‌گیری ساختارهای هورست و گرابن پایدار بوده است.

۳- این توالی در طی فرایند جمع شدگی سریع، بسته شدن، برخورد قاره- قاره و احتمالاً یک فرایند فرورانشی ناقص، به مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی با تنوع ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی گسترده تحول یافته‌اند.

۴- با توجه به شواهد صحرایی، پتروگرافی و دما – فشار سنجی، شرایط دما- فشار تشکیل مجموعه سنگی شترکوه دگرگون شده‌اند و سپس به صورت آمیزه‌های تکتونیکی یا منشورهای به‌هم افزوده درآمده‌اند و گاه بر روی پوسته‌های قاره‌ای سرزمین‌های همجوار خود رانده شده‌اند. این مجموعه تا آستانه ذوب‌بخشی، میگماتیت‌زایی و حتی تشکیل مذاب‌های گرانیتی و تونالیتی پیش رفته است. سنگ‌های آذرین تازه تشکیل شده مورد نظر نیز متحمل دگرشکلی و میلونیت‌زایی شده‌اند.

د- پیشنهادات

۱- بررسی مجدد و تفصیلی توده‌های آذرین بازیک- حدواسط با نگاهی بسیار دقیق در حد یک رساله دکترا.

۲- سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی زیرکن‌های دایک‌های ژوراسیک به منظور تعیین دقیق سن این سنگ‌ها.

۳- بررسی و تحلیل دقیق وقایع ساختاری تحمیل شده بر مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه. این موضوع در حد یک رساله دکترای مجزا با دیدگاه زمین‌شناسی ساختمانی است.

۴- بررسی فرایند تفکیک یا تفریق دگرگونی از دیدگاه موازنه جرمی. این پدیده که در میگماتیت‌زایی سهم بسزایی دارد، هنوز به معنی واقعی شناخته شده نیست.

پیوست

جدول ۴-۱- موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های برداشت عناصر ساختاری (برگوارگی و خطوارگی).

	Station	X	Y	Foliation		Lineation			Station	X	Y	Foliation		Lineation	
Row	No.	(Longitude)	(Laltitude)	DD	D	T	P	Row	No.	(Longitude)	(Laltitude)	DD	D	T	P
1	1	350433	3951644	117	20	127	14	38	71	344719	3955025	230	65	-	-
2	8	359640	3954366	117	23	330	10	39	73	344872	3954938	260	67	-	-
3	10	359552	3954607	27	73	75	67	40	74	345063	3954670	250	70	-	-
4	13	359788	3954505	323	48	-	-	41	75	345197	3954644	240	60	260	43
5	16	360042	3954342	1	57	-	-	42	77	345324	3954554	240	40	210	25
6	17	360341	3954213	20.7	81	-	-	43	78	345424	3954380	240	40	260	30
7	20	362089	3954243	49.5	45	-	-	44	79	345542	3954339	55	15	110	9
8	21	350378	3960949	337	56	-	-	45	80	345646	3954400	55	20	70	14
9	23	351376	3959918	9	95	-	-	46	81	345828	3954576	295	20	285	15
10	32	350384	3951912	20	30	-	-	47	82	345896	3954763	30	65	300	2
11	33	350288	3952026	300	21	-	-	48	85	345373	3954884	270	40	-	-
12	34	350274	3952033	270	11	-	-	49	87	342987	3953490	250	65	-	-
13	35	350261	3952075	353	10	-	-	50	89	343773	3953478	218	86	303	31
14	36	350297	3952219	65	30	-	-	51	94	344251	3953746	235	75	-	-
15	38	350401	3952415	43	30	-	-	52	103	350474	3948160	200	58	-	-
16	39	350470	3952481	56	35	-	-	53	105	350504	3948300	225	54	155	10
17	41	350444	3952675	23	51	-	-	54	108	353678	3949396	35	56	-	-
18	44	350068	3952942	210	50	-	-	55	114	355127	3949861	295	28	-	-
19	46	350537	3951916	290	28	-	-	56	117	346368	3955081	335	18	315	17
20	47	350100	3952245	35	44	-	-	57	120	346138	3954964	210	22	290	9
21	48	350032	3952326	20	11	-	-	58	121	346129	3954776	245	45	165	9
22	49	349859	3952377	30	41	-	-	59	122	346281	3954444	220	45	300	11
23	50	349887	3952429	70	20	-	-	60	124	346160	3954123	305	25	-	-
24	51	349863	3952546	350	10	-	-	61	125	346347	3953959	345	26	-	-
25	52	349773	3952888	20	15	-	-	62	128	346542	3953671	233	37	-	-
26	53	349800	3952992	25	17	-	-	63	135	347521	3954501	195	9	-	-
27	54	349817	3953050	25	30	-	-	64	137	346940	3954937	280	15	340	8
28	55	349854	3953215	340	34	300	27	65	138	346740	3955229	10	24	310	5
29	56	349847	3953291	250	15	-	-	66	143	347303	3955139	3	32	310	20
30	59	349885	3953474	345	25	-	-	67	147	347624	3955220	335	15	320	15
31	61	350447	3953773	10	20	310	2	68	149	347894	3955243	350	12	320	10
32	63	344100	3955796	280	30	280	30	69	151	348304	3955229	235	30	120	15
33	64	344146	3955672	270	50	270	50	70	155	348546	3955560	62	30	-	-
34	65	344235	3955639	190	60	-	-	71	157	348115	3955946	335	35	320	30
35	67	344304	3955433	255	33	345	2	72	158	347956	3955881	20	27	315	13
36	68	344394	3955414	311	55	-	-	73	160	346891	3955613	215	40	135	8
37	70	344596	3955125	276	50	-	-	74	163	346845	3959391	105	33	105	33

ادامه جدول ۴-۱

	Station	X	Y	Foliation		Lineation			Station	X	Y	Foliation		Lineation	
Row	No.	(Longitude)	(Laltitude)	DD	D	T	P	Row	No.	(Longitude)	(Laltitude)	DD	D	T	P
75	165	347119	3958862	320	38	320	38	113	216	348363	3956237	20	30	320	20
76	168	347306	3958952	295	37	5	27	114	217	348200	3956623	25	10	330	5
77	169	347412	3958601	260	38	305	35	115	218	348160	3956908	330	20	310	9
78	171	347337	3958361	290	20	278	15	116	220	346333	3950491	200	57	140	40
79	173	347471	3958175	230	50	270	34	117	221	346489	3950737	0	56	93	48
80	175	347811	3958006	230	43	270	29	118	225	346482	3951381	210	33	155	29
81	176	347931	3958198	275	33	340	18	119	226	346337	3951382	215	47	310	37
82	178	348096	3958257	270	28	280	19	120	233	346460	3951809	225	46	310	24
83	181	348657	3958579	355	47	317	40	121	234	346346	3951927	250	67	335	16
84	182	348645	3958669	340	31	340	31	122	235	346253	3952109	220	57	220	57
85	183	348455	3958865	305	34	305	34	123	237	346274	3952277	255	47	340	7
86	184	348326	3959013	320	31	300	28	124	238	346203	3952399	253	67	160	8
87	185	348161	3959123	350	35	350	35	125	239	346100	3952509	245	34	162	7
88	186	347820	3959198	305	38	280	30	126	240	345987	3952798	245	46	245	46
89	187	347582	3959019	350	37	330	31	127	244	359816	3957982	65	70	-	-
90	188	346443	3959509	265	65	-	-	128	245	359579	3957774	38	88	-	-
91	189	346355	3958367	310	65	310	65	129	246	359363	3957612	205	67	-	-
92	190	346734	3958068	285	33	315	29	130	247	359275	3957426	65	54	-	-
93	191	346897	3958006	310	81	305	79	131	249	358890	3957160	15	65	305	50
94	192	347136	3957796	315	37	315	37	132	252	358944	3956785	255	79	340	60
95	193	347531	3957653	330	44	330	44	133	260	348748	3951290	0	57	-	-
96	194	347759	3957460	310	35	280	30	134	261	348748	3951290	170	47	170	47
97	195	347928	3957217	325	23	260	14	135	262	348678	3951348	195	36	225	33
98	196	348165	3957096	280	21	290	18	136	263	348417	3951388	205	50	282	22
99	197	348564	3956945	250	11	330	7	137	265	348434	3951476	175	41	154	32
100	198	349041	3956683	245	25	280	18	138	267	348371	3951600	230	54	230	54
101	199	349202	3956610	290	18	300	16	139	269	348312	3951919	100	90	-	-
102	200	349640	3956434	230	18	305	8	140	270	348444	3951925	200	63	125	27
103	201	349864	3956415	100	13	120	9	141	271	348382	3952147	225	65	-	-
104	203	350395	3956463	200	37	-	-	142	272	348511	3952290	220	35	-	-
105	205	350564	3956233	305	67	-	-	143	274	348664	3952329	185	33	120	25
106	207	350403	3956090	270	8	270	8	144	275	348674	3952340	200	49	230	24
107	208	350214	3956159	210	28	300	0	145	277	348830	3952348	215	43	215	43
108	209	349907	3956219	20	18	297	25	146	278	348963	3952305	160	47	160	47
109	210	349660	3956131	285	25	310	20	147	279	349081	3952289	190	43	163	31
110	211	349369	3956076	240	40	297	25	148	280	349419	3952161	240	27	230	15
111	213	348987	3956004	310	40	310	40	149	281	349534	3951971	290	38	-	-
112	214	348618	3955924	75	40	-	-	150	282	349634	3951757	240	15	195	12

ادامه جدول ۴-۱

	Station	X	Y	Foliation		Lineation			Station	X	Y	Foliation		Lineation	
Row	No.	(Longitude)	(Laltitude)	DD	D	T	P	Row	No.	(Longitude)	(Laltitude)	DD	D	T	P
151	283	349603	3951509	195	75	210	60	188	361	357850	3955403	15	60	300	21
152	284	349528	3951218	210	50	250	30	189	363	357936	3955256	18	48	305	10
153	286	353482	3951733	310	8	300	8	190	364	358123	3955014	25	47	285	6
154	287	353393	3951808	90	8	105	5	191	365	358350	3954787	20	28	308	3
155	290	353132	3952097	170	11	95	3	192	366	358384	3954448	25	40	305	6
156	297	352903	3952782	205	24	128	13	193	367	358336	3954151	35	50	300	5
157	301	352748	3953285	215	30	310	5	194	368	358411	3954093	35	43	311	5
158	305	352689	3953677	115	17	235	20	195	369	358500	3953808	15	5	130	3
159	309	352355	3954725	175	54	150	50	196	370	358549	3953569	40	77	135	7
160	317	355338	3952978	165	20	100	15	197	371	358556	3953244	195	23	295	15
161	319	355183	3953249	160	20	105	15	198	372	358378	3952995	215	19	105	4
162	321	355126	3953483	100	20	100	18	199	373	358135	3952743	200	33	110	10
163	323	355101	3953638	120	10	295	6	200	374	357956	3952486	70	5	140	35
164	325	355001	3953818	320	4	300	3	201	377	358026	3952389	90	43		28
165	329	354348	3954219	225	15	270	11	202	384	354029	3959985	180	46	-	-
166	330	354293	3954319	190	15	295	2	203	387	354200	3959924	174	44	-	-
167	332	354081	3954411	195	21	145	10	204	388	354355	3959855	5	49	-	-
168	333	353896	3954412	190	12	100	8	205	391	354397	3959795	30	54	-	-
169	335	353864	3954298	90	26	110	25	206	394	354583	3959677	0	18	-	-
170	336	353968	3954215	90	18	300	16	207	411	352821	3959883	0	15	290	20
171	338	354073	3954072	10	20	160	8	208	412	352903	3959595	30	50	330	30
172	339	354079	3953874	150	5	150	5	209	413	352894	3959389	30	64	315	21
173	340	354107	3953784	120	35	125	34	210	414	352886	3959223	0	57	308	44
174	341	354154	3953677	110	27	90	30	211	415	353034	3959020	20	70	310	40
175	343	354208	3953616	110	20	95	20	212	416	353256	3958448	5	61	315	44
176	345	354436	3953140	90	15	300	14	213	417	353345	3958169	45	40	340	20
177	346	354474	3952875	20	25	125	15	214	419	353419	3958117	5	50	305	25
178	347	354536	3952319	95	20	300	18	215	420	353433	3957876	30	35	305	20
179	348	356323	3954668	20	42	305	8	216	421	353507	3957711	5	27	317	26
180	351	356690	3955042	20	16	310	8	217	422	353575	3957496	295	26	310	21
181	352	356908	3955099	40	43	40	11	218	423	353767	3957301	355	34	320	30
182	353	357064	3955072	320	11	295	23	219	424	353650	3957120	40	45	335	20
183	355	357218	3955042	20	52	300	5	220	425	353524	3957008	30	45	315	10
184	356	357240	3955167	10	28	310	20	221	427	353331	3957159	35	31	305	10
185	358	357318	3955364	20	36	320	15	222	428	352115	3956984	310	25	330	23
186	359	357589	3955662	40	46	320	10	223	429	352011	3957021	35	40	330	15
187	360	357582	3955359	27	53	310	38	224	430	352910	3957107	15	65	315	15

ادامه جدول ۴-۱

	Station	X	Y	Foliation		Lineation			Station	X	Y	Foliation		Lineation	
Row	No.	(Longitude)	(Laltitude)	DD	D	T	P	Row	No.	(Longitude)	(Laltitude)	DD	D	T	P
225	432	352053	3957207	35	52	312	22	236	444	354787	3958057	10	61	310	31
226	433	352254	3957518	20	43	335	27	237	445	354653	3958087	344	57	286	48
227	434	353109	3957930	45	67	315	23	238	446	354565	3958184	0	45	310	42
228	435	352995	3958062	35	56	325	18	239	447	354465	3958285	16	70	295	35
229	436	352940	3958315	20	55	315	30	240	448	354542	3958446	15	85	290	30
230	437	352952	3958529	20	60	5	50	241	449	354446	3958660	15	73	310	53
231	439	355187	3959143	180	51	180	51	242	450	354364	3958772	32	65	315	45
232	440	355429	3958935	205	84	280	55	243	452	354794	3958715	0	27	320	13
233	441	355269	3958390	180	56	270	15	244	453	354906	3958703	30	67	320	34
234	442	355056	3958118	5	63	282	9	245	454	355173	3958786	30	65	340	43
235	443	354931	3958048	10	47	320	40								

جدول۵-۲ - نتایج آنالیز مایکروپروب (EPMA) گارنت‌های متعلق به گارنت میکاشیست‌ها.

	SM-27-1							SM-29-3						SM-293								
Spots	**Rim**			**Core**			**Rim**	**Rim**		**Core**			**Rim**	**Rim**			**Core**					**Rim**
SiO_2 (wt%)	37.06	37.88	37.64	32.08	37.57	44.02	37.80	38.65	38.38	38.81	38.69	38.49	38.35	37.31	38.39	37.88	38.28	38.14	38.91	38.95	38.60	38.74
TiO_2	0.06	0.04	0.02	0.03	0.05	0.19	0.05	0.05	0.00	0.01	0.04	0.01	0.01	0.08	0.08	0.07	0.12	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05
Al_2O_3	19.06	21.12	20.89	16.94	21.31	28.49	21.15	21.29	21.01	21.46	21.42	21.20	20.88	21.00	20.34	20.51	20.89	21.20	20.65	21.03	20.95	21.01
Cr_2O_3	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.03	0.03	0.017	0	0.045	0.006	0.015	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01
FeO	34.04	32.70	32.38	31.33	32.13	8.45	33.86	31.21	31.91	31.55	31.40	31.80	32.29	29.50	29.20	29.44	29.26	29.49	29.51	30.09	29.98	30.07
MnO	1.24	1.76	1.75	1.85	1.86	0.14	1.28	1.87	1.95	1.88	1.81	1.87	1.91	0.67	0.81	0.70	0.71	0.57	0.50	0.58	0.69	0.75
MgO	3.82	4.47	4.45	3.38	4.30	7.02	4.44	3.34	3.72	3.54	3.61	3.64	3.55	3.17	2.98	3.18	3.08	3.34	3.65	4.11	4.15	4.16
CaO	2.00	2.79	2.80	2.61	3.13	0.35	1.77	4.31	3.75	4.13	4.29	3.89	3.70	7.46	7.90	7.73	7.73	7.63	7.47	6.12	6.07	5.94
Na_2O	0.02	0.02	0.01	0.04	0.00	0.19	0.01	0.04	0.06	0.03	0.01	0.02	0.02	0.05	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00
K_2O	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	8.31	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Totals	97.30	100.78	99.94	88.35	100.35	97.21	100.42	100.7	100.8	101.4	101.3	100.9	100.7	99.31	99.73	99.53	100.08	100.42	100.72	100.95	100.52	100.74
Oxygens	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	3.05	2.99	3.00	2.94	2.98	3.12	3.00	3.04	3.03	3.03	3.03	3.03	3.04	2.98	3.05	3.02	3.03	3.01	3.05	3.04	3.03	3.03
Al ^{iv}	0.00	0.01	0.00	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ^{vi}	1.86	1.96	1.96	1.79	1.98	2.57	1.98	1.98	1.96	1.98	1.98	1.97	1.95	1.97	1.91	1.93	1.95	1.97	1.91	1.94	1.94	1.94
Al	1.86	1.97	1.96	1.85	2.00	2.57	1.98	1.98	1.96	1.98	1.98	1.97	1.95	1.98	1.91	1.93	1.95	1.97	1.91	1.94	1.94	1.94
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{3+}	0.08	0.03	0.03	0.18	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.04	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
Fe^{2+}	2.27	2.13	2.12	2.22	2.11	1.38	2.24	2.08	2.10	2.08	2.07	2.10	2.13	1.95	1.91	1.92	1.92	1.93	1.90	1.95	1.95	1.95
Mn	0.09	0.12	0.12	0.14	0.12	0.01	0.09	0.12	0.13	0.12	0.12	0.12	0.13	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.03	0.04	0.05	0.05
Mg	0.47	0.53	0.53	0.46	0.51	0.74	0.53	0.39	0.44	0.41	0.42	0.43	0.42	0.38	0.35	0.38	0.36	0.39	0.43	0.48	0.49	0.49
Sum	0.18	0.24	0.24	0.26	0.27	0.03	0.15	9.59	9.62	9.61	9.60	9.62	9.62	0.64	0.67	0.66	0.66	0.64	0.63	0.51	0.51	0.50
X_{mg}	7.99	8.01	8.01	8.06	8.01	7.87	8.00	0.16	0.17	0.17	0.17	0.17	0.16	8.01	7.98	8.00	7.98	8.00	7.98	7.98	7.99	7.98
Alm (%)	74.71	70.59	70.36	70.70	69.81	64.02	74.52	70.26	69.93	70.22	69.67	70.19	70.74	64.41	62.93	63.29	63.80	63.95	62.70	64.85	64.57	64.79
Prp	16.19	17.58	17.68	15.70	17.07	34.36	17.58	13.25	14.87	13.90	14.17	14.46	14.24	20.07	21.25	20.14	21.53	20.70	19.73	16.72	16.19	16.03
Gro	2.04	6.34	6.35	0.00	8.01	1.18	4.36	12.18	10.28	11.68	11.97	11.10	9.99	12.66	12.10	12.78	12.32	13.16	14.64	16.35	16.51	16.53
Sps	0.17	0.20	0.20	0.17	0.19	0.35	0.19	4.21	4.43	4.20	4.05	4.23	4.34	0.16	0.16	0.16	0.16	0.17	0.18	0.20	0.20	0.20

ادامه جدول۵-۲ - نتایج آنالیز مایکروپروب (EPMA) فلدسپارها و بیوتیت‌های متعلق به گارنت میکاشیست‌ها.

	Plagioclase													Biotite								
	SM-27-1					SM-29-3				SM-293				SM-27-1		SM-29-3				SM-293		
SiO_2 (wt%)	60.91	62.06	63.67	61.44	62.49	60.64	62.09	61.32	62.34	60.58	60.11	69.19	SiO_2 (wt%)	36.17	44.92	35.50	35.97	35.68	35.93	36.11	36.46	36.43
TiO_2	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	TiO_2	1.62	0.62	1.16	1.50	1.51	1.60	1.93	1.88	1.80
Al_2O_3	23.98	22.64	21.32	22.34	22.49	23.95	23.67	23.65	23.92	24.91	25.79	20.23	Al_2O_3	18.07	35.58	17.30	17.43	17.36	17.39	17.21	16.70	17.26
FeO	0.11	0.02	0.06	0.10	0.79	0.01	0.01	0.02	0.01	0.08	0.13	0.25	FeO	16.85	1.59	22.76	22.84	22.52	22.46	18.79	18.48	19.31
MnO	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	MnO	0.00	0.00	0.07	0.07	0.08	0.09	0.05	0.02	0.06
MgO	5.30	0.02	0.02	0.01	0.40	0.00	0.01	0.00	0.00	6.23	6.40	0.05	MgO	12.15	0.70	8.41	8.27	8.00	7.93	10.17	10.40	10.29
CaO	0.00	3.87	3.47	3.26	3.13	5.72	5.45	5.66	5.57	0.00	0.04	0.30	CaO	0.04	0.03	0.17	0.11	0.12	0.12	0.21	0.29	0.11
Na_2O	7.96	8.66	10.10	8.41	9.14	8.24	8.72	8.33	8.39	7.50	7.44	10.96	Na_2O	0.09	1.99	0.14	0.15	0.13	0.16	0.23	0.26	0.14
K_2O	0.18	0.16	0.22	0.33	0.08	0.09	0.11	0.07	0.08	0.07	0.13	0.30	K_2O	9.36	7.78	7.95	8.44	8.25	8.49	7.89	7.32	8.68
NiO	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	Cr_2O_3	0.05	0.03	0.02	0.01	0.07	0.06	0.01	0.01	0.00
sum	98.48	97.43	98.87	95.90	98.54	98.69	100.09	99.08	100.33	99.38	100.09	101.31	Li_2O*	0.83	3.34	0.64	0.77	0.69	0.76	0.81	0.91	0.90
Oxygens	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	H_2O*	4.00	4.63	3.86	3.92	3.87	3.90	3.91	3.91	3.96
Si	2.47	2.55	2.58	2.56	2.54	2.46	2.48	2.48	2.49	2.44	2.40	2.73	Total	99.23	101.2	97.96	99.50	98.27	98.88	97.33	96.64	98.93
Al	1.30	1.24	1.15	1.24	1.22	1.29	1.26	1.27	1.27	1.34	1.37	1.06	Mg-Li	2.22	-1.61	1.55	1.41	1.42	1.35	1.82	1.82	1.77
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00	0.00	0.00	Si	5.42	5.82	5.51	5.51	5.52	5.53	5.53	5.60	5.52
Fe	0.01	0.00	0.00	0.01	0.06	0.001	0.001	0.002	0.001	0.01	0.01	0.02	Al	3.19	5.44	3.17	3.14	3.17	3.15	3.11	3.02	3.08
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.001	0.000	0.000	0.000	0.00	0.00	0.00	Ti	0.18	0.06	0.13	0.17	0.18	0.19	0.22	0.22	0.20
Mg	0.43	0.00	0.00	0.00	0.03	0.000	0.001	0.000	0.000	0.50	0.51	0.00	Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.32	0.28	0.27	0.25	0.46	0.44	0.46	0.44	0.00	0.00	0.02	Fe	2.11	0.17	2.96	2.92	2.92	2.89	2.41	2.37	2.45
Na	1.29	1.42	1.63	1.40	1.48	1.34	1.39	1.35	1.34	1.21	1.19	1.73	Mn	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
K	0.03	0.03	0.03	0.05	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.05	Mg	2.72	0.13	1.95	1.89	1.85	1.82	2.32	2.38	2.32
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.001	0.002	0.001	0.001	0.00	0.00	0.00	Li*	0.50	1.74	0.40	0.47	0.43	0.47	0.50	0.56	0.55
Total	5.54	5.56	5.68	5.54	5.60	5.57	5.59	5.57	5.55	5.50	5.51	5.62	Ca	0.01	0.00	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.05	0.02
X_{Fe}	0.02	0.50	0.79	0.93	0.66	1.13	1.77	1.14	1.00	0.01	0.02	0.82	Na	0.03	0.50	0.04	0.04	0.04	0.05	0.07	0.08	0.04
X_{Mg}	0.98	0.50	0.21	0.07	0.34	0.11	0.43	0.13	0.00	0.99	0.98	0.18	K	1.79	1.29	1.58	1.65	1.63	1.67	1.54	1.43	1.68
Or (%)	2.21	1.51	1.78	3.14	0.70	0.77	0.93	0.65	0.67	0.92	1.71	2.59	TOTAL	19.95	19.16	22.94	22.98	22.93	22.95	19.75	19.71	19.87
Ab	97.79	80.50	83.82	81.14	84.77	73.65	75.47	74.15	74.59	99.08	98.02	96.08	X_{Fe}	0.44	0.56	0.60	0.61	0.61	0.61	0.51	0.50	0.51
An	0.00	17.99	14.40	15.72	14.53	25.58	23.60	25.20	24.75	0.00	0.26	1.33	X_{Mg}	0.562	0.437	0.40	0.39	0.39	0.39	0.491	0.501	0.487

ادامه جدول۵-۲ - نتایج آنالیز مایکروپروب (EPMA) گارنت‌های متعلق به گارنت گنیس‌ها.

	SM-33-1									SM-1-3											
Spots	**Rim**			**Core**					**Rim**	**Rim**					**Core**						**Rim**
SiO_2 (wt%)	37.55	38.31	38.02	38.14	38.52	37.29	36.95	36.38	36.45	38.12	38.26	38.19	38.12	38.84	38.42	38.53	38.54	38.57	38.61	38.52	38.61
TiO_2	0.02	0.07	0.09	0.15	0.19	0.08	0.13	0.01	0.05	0.04	0.03	0.01	0.03	0.01	0.01	0.04	0.05	0.02	0.01	0.00	0.03
Al_2O_3	21.21	21.18	21.14	21.01	20.72	21.13	21.04	21.11	21.02	20.86	20.89	20.58	20.48	20.61	20.69	20.61	19.77	20.62	20.48	20.59	20.87
Cr_2O_3	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02
FeO	23.95	23.88	22.76	22.23	21.40	22.35	22.94	23.61	24.80	24.34	24.26	24.12	23.86	24.25	24.14	23.96	24.05	24.18	24.06	23.94	24.15
MnO	3.62	3.13	4.14	4.64	5.08	4.56	3.39	3.02	2.95	3.65	3.74	3.67	3.65	3.67	3.59	3.67	3.59	3.67	3.68	3.74	3.74
MgO	0.81	1.00	0.90	0.81	0.72	0.73	0.97	0.95	1.08	1.17	1.20	1.19	1.16	1.10	1.18	1.12	1.05	1.16	1.18	1.16	1.17
CaO	13.06	13.28	13.87	13.77	14.07	13.71	13.82	13.40	12.38	11.76	12.08	12.25	12.24	12.34	12.30	12.24	12.42	12.43	12.20	12.22	12.16
Na_2O	0.02	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.06	0.02	0.02	0.00	0.03	0.01	0.05	0.03	0.03
K_2O	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00
Totals	100.3	100.87	100.92	100.79	100.71	99.89	99.29	98.51	98.79	99.98	100.48	100.04	99.64	100.83	100.4	100.1	99.55	100.67	100.30	100.21	100.77
Oxygens	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.98	3.01	2.99	3.00	3.03	2.97	2.96	2.94	2.95	3.03	3.02	3.03	3.04	3.06	3.04	3.05	3.07	3.04	3.05	3.05	3.04
Al^{iv}	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.04	0.06	0.05	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^{vi}	1.97	1.96	1.95	1.95	1.92	1.96	1.95	1.96	1.95	1.95	1.95	1.93	1.93	1.91	1.93	1.92	1.86	1.92	1.91	1.92	1.94
Al	1.99	1.96	1.96	1.95	1.92	1.99	1.99	2.01	2.00	1.95	1.95	1.93	1.93	1.91	1.93	1.92	1.86	1.92	1.91	1.92	1.94
Ti	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	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^{3+}	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.01	0.02	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.05	0.03	0.03	0.03	0.02
Fe^{2+}	1.57	1.55	1.46	1.44	1.38	1.46	1.50	1.56	1.64	1.60	1.58	1.57	1.56	1.57	1.57	1.56	1.55	1.56	1.56	1.56	1.57
Mn	0.24	0.21	0.28	0.31	0.34	0.31	0.23	0.21	0.20	0.25	0.25	0.25	0.25	0.24	0.24	0.25	0.24	0.25	0.25	0.25	0.25
Mg	0.10	0.12	0.10	0.10	0.08	0.09	0.12	0.11	0.13	0.14	0.14	0.14	0.14	0.13	0.14	0.13	0.13	0.14	0.14	0.14	0.14
Sum	1.11	1.12	1.17	1.16	1.19	1.17	1.19	1.16	1.07	1.00	1.02	1.04	1.05	1.04	1.04	1.04	1.06	1.05	1.03	1.04	1.03
X_{mg}	8.01	7.99	8.01	8.00	7.98	8.02	8.02	8.04	8.03	7.99	7.99	7.99	7.99	7.98	7.99	7.98	7.97	7.99	7.98	7.98	7.98
Alm (%)	64.79	64.79	64.79	64.79	64.79	64.79	64.79	64.79	64.79	53.03	52.12	51.42	51.22	51.38	51.59	51.44	50.18	51.11	51.22	51.20	51.85
Prp	16.53	16.53	16.53	16.53	16.53	16.53	16.53	16.53	16.53	33.19	33.42	33.56	34.09	34.33	34.02	34.51	34.13	34.09	33.97	34.17	34.03
Gro	16.03	16.03	16.03	16.03	16.03	16.03	16.03	16.03	16.03	4.71	4.79	4.80	4.71	4.44	4.73	4.52	4.37	4.64	4.77	4.70	4.68
Sps	1.69	1.69	1.69	1.69	1.69	1.69	1.69	1.69	1.69	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08	0.08	0.08

ادامه جدول۵-۲ - نتایج آنالیز مایکروپروب (EPMA) گارنت‌های متعلق به گارنت گنیس‌ها.

	SM-82							SM-27-5										SM-53-2			
Spots	**Rim**			**Core**			**Rim**	**Rim**				**Core**					**Rim**	**Core**			**Rim**
SiO_2 (wt%)	38.89	38.54	30.23	38.50	38.94	38.63	37.93	38.77	38.32	37.77	37.12	36.78	32.53	32.49	34.31	33.15	32.94	37.69	38.07	38.07	38.63
TiO_2	0.03	0.04	0.06	0.01	0.07	0.03	0.02	0.07	0.08	0.02	0.11	0.08	0.14	0.14	0.09	0.09	0.03	0.16	0.14	0.05	0.09
Al_2O_3	20.96	20.87	17.01	20.72	20.87	20.97	20.45	20.78	20.64	21.09	21.03	21.54	19.44	19.52	21.49	20.91	21.29	20.12	20.65	20.95	21.08
Cr_2O_3	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.03	0.05	0.00
FeO	25.58	25.31	24.97	25.27	25.39	25.12	25.39	26.37	26.77	25.47	25.12	25.96	24.69	24.95	26.91	26.19	26.07	22.54	22.56	23.28	24.63
MnO	0.92	0.59	0.71	0.60	0.75	0.80	0.55	0.38	0.87	2.65	1.87	2.09	1.76	1.68	0.81	0.62	0.41	4.45	4.34	3.95	2.23
MgO	1.37	1.16	0.96	1.04	1.17	1.15	1.01	1.13	1.11	1.05	1.16	1.11	1.17	1.16	1.04	1.04	1.15	0.91	0.96	1.00	1.17
CaO	12.85	13.83	13.19	14.27	13.91	13.77	14.18	12.95	12.15	11.56	12.43	11.80	10.62	10.77	11.98	11.73	12.53	13.32	13.17	12.83	12.95
Na_2O	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.03	0.00	0.05	0.01	0.01	0.00	0.01	0.03	0.00	0.02	0.03
K_2O	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.22	0.21	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Totals	100.6	100.37	87.14	100.44	101.10	100.48	99.55	100.47	99.96	99.63	98.87	99.38	90.62	90.92	96.65	93.76	94.45	99.26	99.94	100.22	100.82
Oxygens	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	3.05	3.03	2.81	3.03	3.04	3.04	3.02	3.05	3.04	3.01	2.98	2.95	2.89	2.87	2.85	2.84	2.80	3.02	3.02	3.02	3.03
Al ^{iv}	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05	0.11	0.13	0.15	0.16	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ^{vi}	1.94	1.94	1.69	1.93	1.92	1.94	1.92	1.93	1.93	1.98	1.98	1.99	1.92	1.92	1.95	1.95	1.94	1.90	1.93	1.96	1.95
Al	1.94	1.94	1.88	1.93	1.92	1.94	1.92	1.93	1.93	1.98	1.99	2.04	2.04	2.04	2.11	2.11	2.14	1.90	1.93	1.96	1.95
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Fe^{3+}	0.01	0.02	0.27	0.04	0.03	0.01	0.05	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.06	0.07	0.04	0.04	0.05	0.06	0.03	0.02	0.01
Fe^{2+}	1.67	1.65	1.67	1.63	1.63	1.64	1.64	1.72	1.76	1.70	1.67	1.74	1.77	1.78	1.83	1.84	1.80	1.45	1.47	1.52	1.61
Mn	0.06	0.04	0.06	0.04	0.05	0.05	0.04	0.03	0.06	0.18	0.13	0.14	0.13	0.13	0.06	0.04	0.03	0.30	0.29	0.26	0.15
Mg	0.16	0.14	0.13	0.12	0.14	0.13	0.12	0.13	0.13	0.12	0.14	0.13	0.15	0.15	0.13	0.13	0.15	0.11	0.11	0.12	0.14
Sum	1.08	1.17	1.31	1.20	1.16	1.16	1.21	1.09	1.03	0.99	1.07	1.01	1.01	1.02	1.07	1.08	1.14	1.14	1.12	1.09	1.09
X_{mg}	7.97	7.99	8.14	7.99	7.98	7.98	8.00	7.97	7.98	7.99	8.01	8.02	8.06	8.07	8.08	8.09	8.11	8.00	7.99	7.99	7.98
Alm (%)	55.37	54.32	46.57	53.53	53.77	54.12	53.78	57.04	58.17	56.58	55.17	56.29	55.08	54.81	56.04	55.86	52.98	47.15	48.18	50.39	53.24
Prp	36.70	38.63	32.49	39.11	38.53	38.76	38.37	36.92	34.42	33.19	35.10	33.99	31.93	32.03	35.54	35.88	37.83	35.80	36.41	35.60	36.60
Gro	5.51	4.63	4.72	4.14	4.68	4.58	4.04	4.54	4.48	4.18	4.68	4.52	5.36	5.30	4.54	4.65	5.19	3.71	3.87	3.99	4.65
Sps	0.09	0.08	0.07	0.07	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08

ادامه جدول۵-۲ - نتایج آنالیز مایکروپروب (EPMA) فلدسپارهای متعلق به گارنت میکاشیست‌ها.

	SM-33-1														SM-1-3		SM-82					
SiO_2 (wt%)	61.18	59.93	60.08	59.93	60.05	59.36	59.50	60.03	60.20	60.05	57.84	62.74	62.91	62.85	63.15	63.46	61.41	61.43	62.04	59.98	61.13	61.42
TiO_2	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01
Al_2O_3	22.05	22.43	22.40	22.43	22.34	22.53	22.46	22.76	22.53	22.35	22.31	23.03	23.21	22.74	23.28	23.36	23.62	24.76	24.34	24.20	24.22	24.72
FeO	0.24	0.06	0.06	0.04	0.06	0.03	0.04	0.04	0.15	0.29	0.08	0.04	0.03	0.09	0.01	0.11	0.06	0.04	0.02	0.00	0.02	0.03
MnO	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
CaO	2.89	4.56	4.51	4.54	4.57	4.53	4.46	4.56	4.60	4.47	4.48	4.61	4.59	4.52	4.65	4.65	5.28	5.73	5.73	5.73	5.56	5.74
Na_2O	10.09	8.23	8.18	8.13	8.27	8.20	8.16	8.33	8.25	8.18	8.23	8.44	8.46	8.30	8.40	8.63	8.16	8.05	8.12	7.79	7.99	8.02
K_2O	0.10	0.14	0.12	0.14	0.16	0.10	0.12	0.14	0.08	0.13	0.12	0.11	0.11	0.24	0.33	0.23	0.05	0.13	0.12	0.11	0.14	0.10
NiO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
sum	96.55	95.37	95.38	95.24	95.47	94.75	94.76	95.89	95.85	95.49	93.10	98.97	99.36	98.75	99.83	100.4	98.66	100.14	100.39	97.82	99.05	100.0
Oxygens	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	2.53	2.53	2.49	2.45	2.47	2.45	2.47	2.46
Si	2.53	2.51	2.52	2.52	2.52	2.51	2.51	2.50	2.51	2.52	2.49	2.54	2.53	2.55	1.24	1.24	1.28	1.32	1.29	1.32	1.30	1.32
Al	1.22	1.25	1.25	1.26	1.25	1.27	1.26	1.27	1.25	1.25	1.28	1.24	1.25	1.23	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	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	0.37	0.37	0.43	0.46	0.46	0.47	0.45	0.46
Ca	0.24	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.37	0.38	0.37	0.37	0.37	1.35	1.37	1.32	1.29	1.29	1.27	1.29	1.28
Na	1.67	1.38	1.37	1.37	1.39	1.38	1.38	1.39	1.38	1.37	1.41	1.36	1.36	1.34	0.05	0.04	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
K	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	5.70	5.56	5.55	5.55	5.57	5.56	5.55	5.57	5.56	5.56	5.59	5.54	5.53	5.53	5.55	5.56	5.54	5.54	5.54	5.53	5.54	5.53
X_{Fe}	1.00	1.00	1.13	1.05	1.08	1.00	1.05	1.19	1.00	1.07	1.15	1.28	1.29	1.03	1.00	1.00	0.89	1.00	1.00	0.00	1.00	1.00
X_{Mg}	0.00	0.00	0.11	0.05	0.08	0.00	0.05	0.16	0.00	0.06	0.13	0.22	0.23	0.03	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	1.00	0.00	0.00
Or	0.83	1.29	1.12	1.33	1.50	0.97	1.10	1.33	0.79	1.19	1.15	1.00	1.05	2.20	2.99	2.09	0.45	1.13	1.06	0.99	1.32	0.87
Ab	86.75	77.29	77.50	77.13	77.16	77.59	77.66	77.46	77.59	77.62	77.69	77.78	77.82	76.89	75.99	77.14	75.22	72.90	73.15	72.40	73.21	72.99
An	12.41	21.42	21.38	21.54	21.34	21.44	21.24	21.21	21.62	21.19	21.16	21.22	21.13	20.92	21.03	20.77	24.33	25.96	25.79	26.62	25.47	26.14

ادامه جدول۵-۲ - نتایج آنالیز مایکروپروب (EPMA) پلاژیوکلازهای متعلق به برخی از گنیس‌ها.

	SM-27-5				SM-53-2					SM-292-1			SM-126-2					SM-175-2		
SiO_2 (wt%)	50.4	51.90	51.94	54.02	61.28	60.81	60.28	60.53	61.28	61.62	61.10	58.54	62.43	61.81	61.13	61.01	60.62	61.49	61.95	62.45
TiO_2	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Al_2O_3	23.1	22.89	23.10	22.93	23.74	24.01	23.63	24.01	23.74	23.25	22.04	24.19	24.01	23.99	24.05	23.82	24.06	24.63	24.00	23.65
FeO	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02	0.03	0.02	0.04	0.02	0.41	0.21	0.39	0.01	0.05	0.04	0.05	0.04	0.02	0.07	0.03
MnO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
MgO	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.33	0.15	0.36	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
CaO	5.83	5.67	5.95	5.32	5.06	5.55	5.29	5.67	5.06	0.76	0.69	2.14	5.32	5.39	5.40	5.25	5.46	6.01	5.62	5.24
Na_2O	7.68	7.37	7.41	7.69	8.25	7.94	7.59	7.72	8.25	8.41	9.42	8.12	8.11	8.14	8.12	7.99	7.98	7.83	7.92	8.15
K_2O	0.14	0.11	0.10	0.11	0.27	0.13	0.76	0.17	0.27	2.44	1.29	1.76	0.12	0.11	0.11	0.10	0.08	0.24	0.22	0.08
NiO	0.02	0.04	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03	0.02
sum	87.2	88.03	88.55	90.12	98.66	98.47	97.58	98.14	98.66	97.25	94.94	95.53	100.04	99.53	98.90	98.26	98.27	100.22	99.84	99.62
Oxygens	2.31	2.36	2.35	2.40	2.48	2.47	2.47	2.47	2.48	2.53	2.57	2.45	2.50	2.48	2.47	2.48	2.47	2.45	2.48	2.51
Si	1.41	1.39	1.39	1.36	1.28	1.30	1.29	1.30	1.28	1.27	1.24	1.35	1.28	1.29	1.30	1.29	1.31	1.31	1.28	1.27
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	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	0.03	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.54	0.52	0.54	0.47	0.41	0.45	0.43	0.46	0.41	0.06	0.06	0.18	0.43	0.43	0.44	0.43	0.44	0.48	0.45	0.42
Ca	1.41	1.34	1.34	1.36	1.34	1.29	1.24	1.26	1.34	1.38	1.59	1.36	1.30	1.31	1.31	1.30	1.30	1.25	1.27	1.31
Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.12	0.03	0.04	0.40	0.22	0.29	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.04	0.04	0.01
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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	5.70	5.63	5.64	5.62	5.56	5.53	5.57	5.52	5.56	5.72	5.71	5.70	5.52	5.54	5.54	5.53	5.54	5.53	5.53	5.52
X_{Fe}	0.75	0.75	0.75	1.00	1.00	1.00	0.70	1.00	1.00	0.56	0.58	0.52	1.00	0.86	0.82	1.00	0.66	1.00	1.00	0.86
X_{Mg}	0.25	0.25	0.25	0.00	0.00	0.00	0.30	0.00	0.00	0.44	0.42	0.48	0.00	0.14	0.18	0.00	0.34	0.00	0.00	0.14
Or	1.27	1.10	0.92	1.09	2.43	1.20	6.92	1.57	2.43	21.73	11.68	16.06	1.09	1.03	0.98	0.92	0.75	2.14	2.01	0.76
Ab	71.5	71.43	70.70	73.49	74.65	73.20	69.02	72.01	74.65	74.88	85.18	74.17	74.48	74.35	74.31	74.58	73.95	70.71	72.32	75.11
An	27.2	27.47	28.38	25.42	22.92	25.60	24.05	26.42	22.92	3.39	3.14	9.77	24.42	24.61	24.71	24.49	25.30	27.14	25.67	24.13

ادامه جدول۵-۲ - نتایج آنالیز مایکروپروب (EPMA) بیوتیت‌های متعلق به از گنیس‌ها.

	Biotite																			
	SM-33-1			SM-3-1		SM-82		SM-27-5		SM-53-2			SM-292-1		SM-126-2		SM-175-2			SM-293	
SiO_2 (wt%)	35.17	34.36	34.68	36.22	35.45	43.59	45.73	36.50	36.60	34.92	35.68	35.83	35.65	21.60	36.50	36.60	35.97	35.22	68.98	36.02	36.21
TiO_2	1.86	1.51	1.92	1.56	1.79	0.65	0.66	1.30	1.27	1.59	1.45	2.07	1.41	0.46	1.30	1.27	1.25	1.18	0.04	1.39	1.44
Al_2O_3	16.92	16.62	16.71	16.73	17.07	30.00	31.12	17.64	17.60	16.84	17.90	16.81	18.00	16.86	17.64	17.60	16.67	17.14	19.51	16.89	16.53
FeO	24.91	24.91	24.89	24.11	24.14	7.74	7.81	17.60	17.53	23.45	23.85	24.17	17.62	16.77	17.60	17.53	22.82	22.33	0.79	25.08	24.96
MnO	0.22	0.22	0.26	0.22	0.19	0.07	0.09	0.14	0.15	0.18	0.19	0.19	0.04	0.08	0.14	0.15	0.24	0.24	0.00	0.23	0.27
MgO	6.53	6.71	6.65	6.25	6.55	2.23	2.30	11.59	11.58	6.19	6.78	6.57	11.66	11.80	11.59	11.58	7.36	7.43	0.13	6.77	6.57
CaO	0.04	0.06	0.04	0.05	0.08	0.06	0.09	0.12	0.02	0.04	0.06	0.13	0.27	0.99	0.12	0.02	0.20	0.28	0.29	0.07	0.05
Na_2O	0.05	0.05	0.06	0.07	0.07	0.23	0.15	0.20	0.09	0.04	0.06	0.12	0.12	0.01	0.20	0.09	0.11	0.15	10.75	0.03	0.07
K_2O	9.50	9.35	9.42	9.71	9.42	10.56	6.32	9.43	9.66	9.46	9.29	8.67	7.91	1.67	9.43	9.66	8.26	7.45	0.43	9.19	9.51
Cr_2O_3	0.01	0.00	0.01	0.05	0.04	0.00	0.00	0.06	0.06	0.01	0.02	0.02	0.03	0.05	0.06	0.06	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01
Li_2O*	0.54	0.31	0.40	0.84	0.62	2.96	3.57	0.92	0.95	0.47	0.69	0.73	0.68	0.00	0.92	0.95	0.77	0.55	10.24	0.78	0.84
H_2O*	3.84	3.76	3.81	3.87	3.85	4.47	4.61	3.99	3.99	3.76	3.89	3.87	3.93	2.93	3.99	3.99	3.84	3.78	5.59	3.89	3.89
Total	99.58	97.85	98.84	99.69	99.27	102.56	102.44	99.49	99.52	96.97	99.86	99.16	97.32	73.22	99.49	99.52	97.49	95.77	116.7	100.3	100.34
Mg-Li	1.18	1.40	1.31	0.92	1.13	-1.15	-1.43	2.04	2.02	1.17	1.13	1.06	2.23	3.60	2.04	2.02	1.23	1.40	-4.40	1.07	0.99
Si	5.49	5.47	5.46	5.61	5.52	5.85	5.95	5.48	5.49	5.56	5.49	5.55	5.44	4.42	5.48	5.49	5.62	5.58	7.40	5.55	5.59
Al	3.11	3.12	3.10	3.05	3.13	4.74	4.78	3.12	3.11	3.16	3.25	3.07	3.24	4.07	3.12	3.11	3.07	3.20	2.47	3.07	3.01
Ti	0.22	0.18	0.23	0.18	0.21	0.07	0.07	0.15	0.14	0.19	0.17	0.24	0.16	0.07	0.15	0.14	0.15	0.14	0.00	0.16	0.17
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	3.25	3.32	3.28	3.12	3.14	0.87	0.85	2.21	2.20	3.12	3.07	3.13	2.25	2.87	2.21	2.20	2.98	2.96	0.07	3.23	3.22
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.00	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.00	0.03	0.04
Mg	1.52	1.59	1.56	1.44	1.52	0.44	0.45	2.60	2.59	1.47	1.56	1.52	2.65	3.60	2.60	2.59	1.71	1.76	0.02	1.55	1.51
Li*	0.34	0.20	0.25	0.52	0.39	1.60	1.87	0.56	0.57	0.30	0.43	0.46	0.42	0.00	0.56	0.57	0.49	0.35	4.42	0.49	0.52
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.04	0.22	0.02	0.00	0.03	0.05	0.03	0.01	0.01
Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.06	0.04	0.06	0.03	0.01	0.02	0.03	0.04	0.00	0.06	0.03	0.03	0.05	2.24	0.01	0.02
K	1.89	1.90	1.89	1.92	1.87	1.81	1.05	1.81	1.85	1.92	1.82	1.71	1.54	0.44	1.81	1.85	1.65	1.51	0.06	1.81	1.87
TOTAL	19.86	19.84	19.84	19.91	19.84	19.45	19.07	20.02	20.03	19.78	19.85	19.77	19.78	19.70	20.02	20.03	19.78	19.63	20.72	19.91	19.95
X_{Fe}	0.68	0.68	0.68	0.68	0.67	0.66	0.66	0.46	0.46	0.68	0.66	0.67	0.46	0.44	0.46	0.46	0.64	0.63	0.78	0.68	0.68
X_{Mg}	0.318	0.324	0.323	0.316	0.326	0.339	0.344	0.540	0.541	0.320	0.336	0.326	0.541	0.556	0.540	0.541	0.365	0.372	0.225	0.325	0.319

ادامه جدول۵-۲ - نتایج آنالیز مایکروپروب (EPMA) مسکوویت‌ها و کلریت‌های متعلق به از گنیس‌ها.

	Muscovite						Chlorite						Epidote									
	SM-286		SM-292-1		SM-53-2		SM-286		SM-293				SM263-1		SM-78-1		SM-267		SM-33-1		SM-27-5	
SiO_2 (wt%)	45.95	46.04	46.80	46.86	49.6	48.7	24.95	26.10	25.63	24.72	25.00	25.30	34.19	34.41	35.18	32.65	35.69	34.94	37.90	38.31	39.02	39.25
TiO_2	0.45	0.27	0.43	0.48	0.0	0.3	0.06	0.09	0.11	0.06	0.08	0.18	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	0.06	0.65	0.18	0.15
Al_2O_3	34.96	35.93	36.46	36.57	32.4	29.9	21.73	22.45	21.86	22.63	22.27	22.27	20.87	22.00	20.38	23.87	22.00	20.70	25.53	23.82	26.71	27.20
FeO	2.76	2.64	1.02	0.98	4.3	6.0	23.03	22.35	22.23	23.15	23.62	24.15	9.60	9.52	9.89	8.34	9.82	9.51	9.37	10.29	6.40	6.53
MnO	0.00	0.04	0.00	0.02	0.0	0.0	0.15	0.13	0.08	0.08	0.09	0.09	0.13	0.15	0.19	0.09	0.11	0.15	0.16	0.14	0.02	0.02
MgO	0.88	0.69	0.64	0.64	1.7	2.2	16.13	17.13	15.97	15.59	15.65	14.66	0.31	0.33	0.26	0.06	0.14	0.16	0.02	0.00	0.04	0.04
CaO	0.03	0.01	0.09	0.05	0.0	0.0	0.12	0.02	0.04	0.07	0.08	0.12	17.51	17.29	16.20	21.02	18.83	16.72	23.00	22.93	23.42	23.42
Na_2O	1.34	1.77	0.69	1.68	0.0	0.0	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.18	0.04	0.00	0.11	0.00	0.00	0.01	0.01
K_2O	9.02	8.52	10.06	8.51	11.9	12.9	0.02	0.01	0.02	0.08	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.01
Cr_2O_3	0.05	0.07	0.04	0.04	0.0	0.0	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Li_2O*	3.64	3.66	3.88	3.90	4.7	4.4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H_2O*	4.70	4.74	4.78	4.79	4.9	4.8	11.31	11.69	11.36	11.34	11.38	11.35	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	103.8	104.38	104.90	104.52	109.6	109.2	97.58	100. 1	97.39	97.78	98.25	98.25	82.68	83.75	82.33	86.24	86.59	82.29	96.10	96.17	95.83	96.63
Mg-Li	-1.70	-1.73	-1.83	-1.84	-2.0	-1.8	-	-	-	-	-	-			-	-			-	-	-	-
Si	5.86	5.82	5.86	5.86	6.1	6.1	5.29	5.35	5.40	5.22	5.27	5.33	3.13	3.10	3.21	2.90	3.12	3.19	3.01	3.04	3.07	3.06
Al	5.26	5.36	5.39	5.39	4.7	4.4	5.43	5.43	5.44	5.64	5.53	5.55	2.25	2.33	2.19	2.50	2.27	2.23	2.39	2.23	2.48	2.50
Ti	0.04	0.03	0.04	0.05	0.0	0.0	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.01
Fe	0.29	0.28	0.11	0.10	0.4	0.6	5.44	5.44	5.46	5.65	5.55	5.57	0.73	0.72	0.75	0.62	0.72	0.73	0.62	0.68	0.42	0.43
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.0	0.0	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Mg	0.17	0.13	0.12	0.12	0.3	0.4	5.10	5.23	5.01	4.91	4.92	4.60	0.04	0.04	0.04	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Li*	1.87	1.86	1.95	1.96	2.3	2.2	-	-	-	-	-	-			-	-			-	-	-	-
Ca	0.00	0.00	0.01	0.01	0.0	0.0	0.03	0.00	0.01	0.02	0.02	0.03	1.72	1.67	1.59	2.00	1.76	1.64	1.95	1.95	1.98	1.96
Na	0.33	0.43	0.17	0.41	0.0	0.0	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
K	1.47	1.37	1.61	1.36	1.9	2.1	0.01	0.01	0.01	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	19.30	19.30	19.27	19.26	19.7	19.8	35.99	35.90	35.82	35.96	35.94	35.83	7.88	7.88	7.83	8.04	7.89	7.84	7.99	7.96	7.97	7.96
X_{Fe}	0.64	0.68	0.47	0.46	0.6	0.6	0.44	0.42	0.44	0.45	0.46	0.48	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
X_{Mg}	0.36	0.32	0.53	0.54	0.4	0.4	0.56	0.58	0.56	0.55	0.54	0.52	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

ادامه جدول۵-۲ - نتایج آنالیز مایکروپروب (EPMA) ارتوزهای متعلق به گنیس‌ها.

	SM263-1		SM-1-3		SM-195			SM-292	SM-267		SM-35-2										
SiO_2 (wt%)	46.86	47.41	64.82	64.94	64.44	64.30	64.36	60.00	64.56	65.02	64.13	64.85	64.26	64.74	64.65	64.46	64.82	64.09	64.48	65.25	64.60
TiO_2	0.46	0.45	0.02	0.06	0.01	0.03	0.01	0.07	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al_2O_3	28.40	28.26	18.42	18.28	18.27	18.30	18.34	18.17	18.08	18.39	18.34	18.52	18.79	18.59	18.39	18.63	18.47	18.72	18.58	18.45	18.62
FeO	5.36	5.51	0.37	0.34	0.00	0.01	0.03	0.08	0.04	0.07	0.00	0.15	0.00	0.02	0.00	0.00	0.17	0.12	0.11	0.00	0.00
MnO	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
MgO	2.41	2.31	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
CaO	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.00	0.00	0.04	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na_2O	0.23	0.25	0.51	0.43	1.01	0.60	0.59	0.75	0.53	0.68	0.50	0.05	0.54	0.01	0.54	0.54	0.01	0.34	0.01	0.04	0.51
K_2O	10.64	10.82	15.95	16.01	15.21	15.79	15.76	15.14	15.95	15.93	17.03	16.38	16.39	16.64	16.33	15.91	16.54	15.69	16.21	16.30	16.23
sum	94.43	95.05	100.13	100.1	99.00	99.09	99.12	94.23	99.26	100.1	100.0	100.0	100.0	100.0	100.05	99.63	100.05	99.01	99.53	100.09	100.05
Oxygens	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Si	1.99	2.00	2.59	2.59	2.60	2.60	2.60	2.55	2.60	2.60	2.56	2.59	2.57	2.59	2.58	2.59	2.59	2.59	2.59	2.61	2.58
Al	1.60	1.59	0.98	0.97	0.98	0.98	0.99	1.03	0.97	0.98	0.98	0.99	1.00	0.99	0.98	1.00	0.98	1.01	1.00	0.98	0.99
Ti	0.02	0.02	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.45	0.46	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Mn	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.20	0.19	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.04	0.08	0.07	0.16	0.10	0.10	0.13	0.09	0.11	0.08	0.01	0.09	0.00	0.09	0.09	0.00	0.05	0.00	0.01	0.08
K	1.80	1.82	2.55	2.56	2.46	2.55	2.54	2.57	2.57	2.55	2.72	2.62	2.62	2.66	2.61	2.56	2.65	2.54	2.61	2.61	2.60
Total	6.11	6.13	6.23	6.23	6.21	6.23	6.23	6.28	6.24	6.24	6.35	6.23	6.28	6.25	6.27	6.23	6.24	6.20	6.21	6.21	6.26
X_{Fe}	0.69	0.70	0.96	0.94	0.00	0.47	1.00	1.00	0.86	0.87	0.00	0.92	0.00	0.50	0.00	0.00	0.93	0.86	0.85	0.00	0.00
X_{Mg}	0.31	0.30	0.04	0.06	1.00	0.53	0.00	0.00	0.14	0.13	1.00	0.08	1.00	0.50	1.00	1.00	0.07	0.14	0.15	1.00	1.00
Or	97.78	97.61	96.84	97.28	93.68	96.31	96.37	95.19	96.68	95.86	97.11	99.66	96.77	99.88	96.74	96.68	99.88	97.84	99.88	99.72	96.92
Ab	2.15	2.26	3.08	2.59	6.21	3.68	3.63	4.69	3.24	4.10	2.85	0.30	3.19	0.08	3.20	3.28	0.08	2.12	0.08	0.24	3.05
An	0.07	0.13	0.08	0.13	0.11	0.01	0.01	0.12	0.08	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04

ادامه جدول۵-۲ - نتایج آنالیز مایکروپروب (EPMA) تورمالین‌های همراه میکاشیست‌ها و گنیس‌ها.

	Tourmaline															Sphene							
	SM-27-1		SM-286							SM-292-1						SM-35-2							
SiO_2 (wt%)	36.2	36.52	36.04	36.26	36.22	36.11	36.04	36.39	35.13	37.02	36.39	36.28	11.64	36.39	SiO_2	30.03	29.75	30.70	29.02	29.81	29.26	30.90
TiO_2	0.68	0.40	0.58	0.33	0.30	0.27	0.26	0.32	0.59	0.71	0.70	0.62	0.50	0.82	TiO_2	35.41	36.55	36.94	37.60	34.91	35.44	35.62
Al_2O_3	31.7	31.59	31.68	32.72	32.67	32.67	32.50	33.03	31.79	34.18	32.87	31.12	20.01	32.30	Al_2O_3	3.56	3.37	3.19	3.07	3.59	3.26	3.29
FeO	6.68	6.67	7.14	6.21	6.27	6.23	6.23	6.35	6.84	5.34	5.11	4.88	4.43	5.16	FeO	0.77	0.47	0.54	0.72	1.30	0.89	0.78
MgO	7.44	6.94	7.34	7.12	7.07	7.10	6.95	7.15	7.09	7.61	7.73	7.37	4.92	7.29	CaO	28.40	28.93	28.58	29.35	27.50	28.42	28.12
CaO	0.68	0.38	0.79	0.75	0.73	0.75	0.72	0.77	1.12	0.80	1.17	1.21	0.91	0.83	NiO	0.10	0.09	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	WO_3	0.43	0.00	0.00	0.19	-	-	-
Cr_2O_3	0.06	0.03	0.12	0.04	0.07	0.04	0.04	0.06	0.06	0.05	0.07	0.08	0.05	0.09	Y_2O_3	-	-	-	-	1.79	1.51	-
Na_2O	2.13	2.16	1.95	1.79	1.76	1.78	1.77	1.85	1.88	2.12	1.82	1.74	1.33	1.96	Total	98.70	99.16	100.01	99.99	98.90	98.79	98.73
K_2O	0.12	0.04	0.03	0.00	0.03	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03		Apatite							
Total	85.7	84.75	85.66	85.25	85.15	85.00	84.54	85.95	84.54	87.89	85.90	83.37	43.84	84.89	SiO_2	0.4	0.4	0.2	0.5	0.4	0.8	-
Si	1.20	1.22	1.20	1.21	1.21	1.20	1.20	1.21	1.17	1.23	1.21	1.21	0.39	1.21	P_2O_5	40.5	40.8	40.9	41.6	39.2	40.9	-
Ti	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	CaO	55.5	55.7	54.7	52.3	56.8	53.5	-
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	Cr_2O_3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-
Al	0.93	0.93	0.93	0.96	0.96	0.96	0.96	0.97	0.94	1.01	0.97	0.92	0.59	0.95	FeO	0.3	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	-
Fe^{2+}	0.09	0.09	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.10	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07	Sum	96.7	97.0	96.0	94.5	96.5	95.2	-
Mn	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	Ca	10.2	10.2	10.1	9.6	10.5	9.8	-
Mg	0.18	0.17	0.18	0.18	0.18	0.18	0.17	0.18	0.18	0.19	0.19	0.18	0.12	0.18	P	5.9	5.9	5.9	6.1	5.7	5.9	-
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	Si	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	-
Na	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	Total	17.1	17.1	17.1	16.8	17.3	16.9	-
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		Zircon							
X_{fe}	0.34	0.35	0.35	0.33	0.33	0.33	0.33	0.33	0.35	0.28	0.27	0.27	0.34	0.28	SiO_2	32.7	32.5	32.2	31.9	32.3	-	-
X_{Mg}	0.66	0.65	0.65	0.67	0.67	0.67	0.67	0.67	0.65	0.72	0.73	0.73	0.66	0.72	Cr_2O_3	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	-	-
Na+Ca	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	FeO	0.1	0.1	0.1	0.4	0.1	-	-
Na/Na+Ca	0.74	0.84	0.69	0.68	0.68	0.68	0.69	0.68	0.60	0.71	0.58	0.56	0.57	0.68	NiO	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	-	-
Na+K+Ca	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	ZrO_2	65.2	66.0	66.3	66.1	65.9	-	-
X vacancy	0.95	0.96	0.95	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.95	0.95	0.95	0.95	0.96	0.95	HfO_2	2.0	1.2	1.4	1.5	1.5	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Sum	100	100	100	100	100	-	-

ادامه جدول۵-۲ - نتایج آنالیز مایکروپروب (EPMA) هورنبلندهای سبز متعلق به گنیس‌ها.

SiO_2 (wt%)	40.1	40.14	40.0	39.95	40.79	40.29	40.33	39.81	40.32	39.63	39.29	40.27	39.74	40.32	40.00	40.00	40.46	39.15
TiO_2	1.08	1.12	1.05	1.05	0.93	0.92	0.95	1.02	1.01	0.97	0.87	1.01	1.18	1.14	1.06	0.92	1.00	1.07
Al_2O_3	13.87	13.75	13.54	13.65	13.77	13.93	14.01	13.85	14.08	13.72	14.36	13.99	13.63	13.57	13.83	14.48	14.07	13.78
Cr_2O_3	0.02	0.03	0.01	0.03	0.05	0.01	0.00	0.00	0.02	0.04	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.02	0.02
Fe_2O_3	3.26	2.30	3.11	3.49	2.82	2.63	3.14	2.88	2.99	2.90	3.88	2.36	2.59	1.43	2.25	3.81	3.16	3.84
FeO	20.27	20.77	20.68	19.93	20.53	20.68	20.24	20.44	20.23	20.54	19.51	21.09	20.86	21.72	20.83	19.68	20.24	19.59
MnO	0.22	0.19	0.22	0.21	0.22	0.17	0.19	0.17	0.24	0.19	0.27	0.17	0.18	0.20	0.22	0.20	0.20	0.18
MgO	4.95	5.15	4.99	5.12	5.12	5.01	4.99	4.92	4.93	4.65	4.67	4.82	4.92	4.79	4.94	5.02	5.09	5.15
CaO	11.12	11.20	11.21	11.13	11.16	11.20	11.24	11.09	11.05	11.12	10.73	11.15	11.20	11.21	11.07	11.19	11.14	11.10
Na_2O	1.30	1.53	1.36	1.31	1.38	1.40	1.16	1.36	1.30	1.16	1.35	1.40	1.37	1.41	1.48	1.25	1.39	1.44
K_2O	2.07	2.07	2.13	2.00	2.06	2.04	2.05	2.08	2.09	2.00	2.21	2.11	2.08	2.08	2.09	2.09	2.04	2.02
H_2O*	1.94	1.94	1.94	1.94	1.96	1.94	1.95	1.93	1.95	1.91	1.92	1.94	1.93	1.93	1.93	1.96	1.96	1.92
Total	100.2	100.2	100.3	99.8	100.8	100.2	100.3	99.5	100.2	98.8	99.1	100.3	99.7	99.8	99.7	100.6	100.8	99.3
No. of oxygens	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0
Si	6.19	6.20	6.19	6.19	6.25	6.21	6.21	6.19	6.21	6.21	6.13	6.21	6.18	6.26	6.21	6.13	6.20	6.11
Al^{iv}	1.81	1.80	1.81	1.81	1.75	1.79	1.79	1.81	1.79	1.79	1.87	1.79	1.82	1.74	1.79	1.87	1.80	1.89
Al^{vi}	0.71	0.70	0.66	0.68	0.73	0.75	0.75	0.72	0.76	0.74	0.77	0.76	0.68	0.74	0.74	0.75	0.74	0.64
Al	2.52	2.50	2.47	2.49	2.49	2.53	2.54	2.54	2.55	2.53	2.64	2.54	2.50	2.48	2.53	2.62	2.54	2.53
Ti	0.12	0.13	0.12	0.12	0.11	0.11	0.11	0.12	0.12	0.11	0.10	0.12	0.14	0.13	0.12	0.11	0.11	0.13
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	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^{3+}	0.38	0.27	0.36	0.41	0.32	0.31	0.36	0.34	0.35	0.34	0.46	0.27	0.30	0.17	0.26	0.44	0.36	0.45
Fe^{2+}	2.62	2.68	2.67	2.58	2.63	2.67	2.61	2.66	2.60	2.69	2.55	2.72	2.71	2.82	2.70	2.52	2.59	2.56
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02
Mg	1.14	1.19	1.15	1.18	1.17	1.15	1.15	1.14	1.13	1.09	1.09	1.11	1.14	1.11	1.14	1.15	1.16	1.20
Ca	1.84	1.85	1.86	1.85	1.83	1.85	1.85	1.85	1.82	1.87	1.79	1.84	1.87	1.86	1.84	1.84	1.83	1.85
Na	0.39	0.46	0.41	0.39	0.41	0.42	0.35	0.41	0.39	0.35	0.41	0.42	0.41	0.42	0.45	0.37	0.41	0.44
K	0.41	0.41	0.42	0.39	0.40	0.40	0.40	0.41	0.41	0.40	0.44	0.42	0.41	0.41	0.41	0.41	0.40	0.40
Total	17.64	17.72	17.7	17.63	17.64	17.67	17.60	17.67	17.62	17.61	17.64	17.68	17.69	17.70	17.70	17.62	17.64	17.69
Calculation scheme									∑13									
Am group									Ca									
(Ca+Na) (B)	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Na (B)	0.16	0.15	0.14	0.15	0.17	0.15	0.15	0.15	0.18	0.13	0.21	0.16	0.13	0.14	0.16	0.16	0.17	0.15
(Na+K) (A)	0.64	0.72	0.69	0.63	0.64	0.67	0.60	0.67	0.62	0.61	0.64	0.68	0.69	0.70	0.70	0.62	0.64	0.69
Mg/(Mg+Fe2)	0.30	0.31	0.30	0.31	0.31	0.30	0.31	0.30	0.30	0.29	0.30	0.29	0.30	0.28	0.30	0.31	0.31	0.32
Fe3/(Fe3+Alvi)	0.35	0.28	0.35	0.37	0.31	0.29	0.33	0.32	0.31	0.32	0.37	0.27	0.31	0.18	0.26	0.37	0.33	0.41
Sum of S2	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13
Amphibole names	Ferro-Pargasite																	

جدول۵-۷ - نتایج آنالیز مایکروپروب (EPMA) گارنت‌ها، مسکوویت‌ها، آلکالی‌فلدسپارها و تورمالین‌های متعلق به آپلیت‌ها.

Garnet							Muscovite					Alkali-feldspar						Tourmaline				
SiO_2	37.48	37.54	37.74	37.01	38.43	36.95	SiO_2	45.95	46.04	46.80	46.86	SiO_2	70.37	65.90	66.83	67.10	65.22	67.90	SiO_2	36.30	36.66	36.15	36.41
TiO_2	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	TiO_2	0.45	0.27	0.43	0.48	TiO_2	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	TiO_2	0.35	0.26	0.28	0.20
Al_2O_3	20.83	20.68	21.51	20.30	22.04	20.66	Al_2O_3	34.96	35.93	36.46	36.57	Al_2O_3	20.85	21.50	21.63	20.84	21.39	20.95	Al_2O_3	32.56	33.97	33.02	32.99
Cr_2O_3	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	FeO	2.76	2.64	1.02	0.98	FeO	0.03	0.04	0.03	0.06	0.02	0.02	FeO	11.21	10.92	10.96	11.18
FeO	34.94	35.05	35.05	34.11	34.93	33.73	MnO	0.00	0.04	0.00	0.02	MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	MgO	3.87	4.02	3.82	3.44
MnO	4.76	4.55	4.46	5.29	4.27	5.63	MgO	0.88	0.69	0.64	0.64	MgO	0.03	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	CaO	0.25	0.19	0.17	0.15
MgO	1.63	1.68	1.83	1.65	1.97	1.47	CaO	0.03	0.01	0.09	0.05	CaO	2.39	2.33	1.70	0.95	2.12	1.13	MnO	0.00	0.04	0.02	0.02
CaO	1.46	1.58	1.29	1.50	1.40	1.76	Na_2O	1.34	1.77	0.69	1.68	Na_2O	9.70	9.77	10.39	10.23	9.55	10.53	Cr_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00
Na_2O	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03	K_2O	9.02	8.52	10.06	8.51	K_2O	0.17	0.12	0.20	0.35	0.11	0.08	Na_2O	2.37	2.41	2.32	2.26
K_2O	0.03	0.01	0.00	0.03	0.01	0.01	Cr_2O_3	0.05	0.07	0.04	0.04	NiO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	K_2O	0.05	0.05	0.05	0.05
sum	101.1	101.1	101.9	99.9	103.0	100.3	Li_2O*	3.64	3.66	3.88	3.90	sum	103.55	99.66	100.80	99.58	98.42	100.62	Total	86.98	88.51	86.80	86.69
Oxygens	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	H_2O*	4.70	4.74	4.78	4.79	Si	2.72	2.65	2.65	2.70	2.65	2.70	Si	1.21	1.22	1.20	1.21
Si	3.02	3.02	3.00	3.02	3.00	3.00	sum	103.8	104.4	104.9	104.5	Al	1.07	1.15	1.14	1.12	1.16	1.11	Ti	0.01	0.01	0.01	0.01
Al^{iv}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Si	5.86	5.82	5.86	5.86	Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00
Al^{vi}	1.98	1.96	2.02	1.95	2.04	1.98	Al^{iv}	2.14	2.18	2.14	2.14	Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Al	0.96	1.00	0.97	0.97
Al	1.98	1.96	2.02	1.95	2.04	1.98	Al^{vi}	3.12	3.18	3.25	3.25	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Fe^{2+}	0.16	0.15	0.15	0.16
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Al	5.26	5.36	5.39	5.39	Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{3+}	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01	Ti	0.04	0.03	0.04	0.05	Ca	0.18	0.19	0.13	0.08	0.17	0.09	Mg	0.10	0.10	0.09	0.09
Fe^{2+}	2.35	2.35	2.35	2.30	2.33	2.28	Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	Na	1.50	1.57	1.65	1.64	1.55	1.67	Ca	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.32	0.31	0.30	0.37	0.28	0.39	Fe	0.29	0.28	0.11	0.10	K	0.03	0.02	0.03	0.06	0.02	0.01	Na	0.04	0.04	0.04	0.04
Mg	0.20	0.20	0.22	0.20	0.23	0.18	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	K	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	0.13	0.14	0.11	0.13	0.12	0.15	Mg	0.17	0.13	0.12	0.12	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	X^{Fe}	0.62	0.60	0.62	0.65
X^{Mg}	7.99	7.99	8.00	8.00	7.99	8.00	Li*	1.87	1.86	1.95	1.96	Total	5.51	5.57	5.62	5.59	5.55	5.59	X^{Mg}	0.38	0.40	0.38	0.35
Alm	78.61	78.57	79.10	76.90	79.05	76.08	Ca	0.00	0.00	0.01	0.01	X^{Fe}	0.56	0.89	0.67	0.86	0.85	1.00	Na+Ca	0.04	0.04	0.04	0.04
Prp	6.47	6.65	7.24	6.65	7.66	5.91	Na	0.33	0.43	0.17	0.41	X^{Mg}	0.44	0.11	0.33	0.14	0.15	0.00	Na/Na+Ca	0.90	0.92	0.93	0.93
Gro	4.21	4.54	3.73	4.33	4.08	5.09	K	1.47	1.37	1.61	1.36	Or	1.55	1.06	1.72	3.13	1.03	0.70	Na+K+Ca	0.04	0.04	0.04	0.04
Sps	10.75	10.27	10.01	12.11	9.40	12.90	Total	19.30	19.30	19.27	19.26	Ab	87.65	88.41	90.86	92.55	89.08	94.25	X vacancy	0.96	0.96	0.96	0.96
-	-	-	-	-	-	-	X^{Fe}	0.64	0.68	0.47	0.46	An	10.80	10.53	7.41	4.32	9.89	5.05	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	X^{Mg}	0.36	0.32	0.53	0.54	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

جدول ۵-۸- نتایج آنالیز مایکروپروب هورنبلند سبز، گارنت و پلاژیوکلازهای متعلق به گارنت آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی شترکوه.

Mineral	Amphibole			Garnet						Plagioclase				
SiO_2	42.3	42.7	39.3	37.3	38.1	38.6	38.2	38.5	38.2	60.1	59.9	61.1	60.9	60.1
TiO_2	0.8	1.0	1.0	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al_2O_3	17.6	14.2	12.7	21.8	21.5	21.6	21.5	21.7	21.8	25.8	25.1	24.2	24.0	25.8
FeO*	18.4	15.3	19.3	25.3	26.7	25.3	25.2	25.7	26.7	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1
MgO	6.1	9.6	6.7	1.2	1.4	1.5	1.9	1.8	1.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MnO	0.1	0.2	0.1	3.2	3.0	2.9	2.3	2.6	2.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
CaO	10.5	11.4	11.2	9.9	10.0	10.1	10.1	10.0	9.5	6.4	6.8	5.6	5.3	6.4
Na_2O	1.1	1.6	2.1	0.4	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	7.4	7.2	8.0	8.0	7.4
K_2O	1.1	1.0	1.9	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1
Totals	98.0	96.9	94.4	98.6	100.3	98.8	99.8	100.3	100.3	100.1	99.1	99.1	98.4	100.0
Si	6.2	6.1	6.6	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	2.4	2.4	2.5	2.5	2.4
Ti	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al	3.1	2.7	2.4	2.1	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	1.4	1.5	1.3	1.3	1.4
Cr	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe^3	0.4	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Fe^2	1.8	2.3	2.0	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mn	0.0	0.0	0.0	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mg	1.3	1.3	1.6	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ca	1.7	1.9	1.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.8	0.8	0.5	0.6	0.5	0.4	0.5
Na	0.3	0.5	0.6	-	-	-	-	-	-	1.2	1.2	1.3	1.3	1.2
K	0.2	0.3	0.2	-	-	-	-	-	-	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Sum	15.2	15.6	15.5	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	8.0	5.5	5.5	5.5	5.5	5.5
XMg	0.4	1.0	1.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	-	-	-	-	-
Alm	-	-	-	59.3	59.5	59.6	59.0	59.5	60.9	-	-	-	-	-
Prp	-	-	-	5.0	5.6	5.9	7.5	7.1	7.2	-	-	-	-	-
Gro	-	-	-	29.5	30.0	29.9	30.1	28.8	28.0	-	-	-	-	-
Sps	-	-	-	7.4	6.7	6.3	5.2	5.6	5.3	-	-	-	-	-
An	-	-	-	-	-	-	-	-	-	29.7	319.	25.9	24.6	29.7
Ab	-	-	-	-	-	-	-	-	-	69.1	67.5	73.5	73.8	69.1
Or	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.2	0.7	0.7	1.7	1.2

جدول۵-۸ - نتایج آنالیز مایکروپروب (EPMA) الیوین‌های متعلق به الیوین گابروها.

	SM-7-5-3							SM-311-2										SM-4-4			
SiO_2 (wt%)	38.70	38.86	38.14	38.77	38.57	38.53	38.36	35.02	37.26	38.27	38.14	38.13	38.14	37.67	38.23	38.29	34.83	41.54	42.48	46.10	47.74
TiO_2	0.00	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.00	0.00	0.07	0.02	0.00	0.05	0.03	0.04	0.01	0.02	0.01	0.38	0.39
Al_2O_3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	6.19	0.02	0.03	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	6.77	2.65	0.73	9.63	9.05
Cr_2O_3	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.11	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.04	0.00	0.00	0.10	0.13	0.06	0.37	0.26
FeO	23.91	24.03	24.85	23.75	23.78	23.94	23.95	23.54	23.33	23.29	23.20	23.28	23.27	23.35	23.27	23.45	23.48	11.77	10.89	7.65	7.70
MnO	0.35	0.33	0.36	0.33	0.35	0.36	0.33	0.28	0.33	0.28	0.34	0.31	0.32	0.34	0.38	0.31	0.31	0.23	0.22	0.17	0.13
MgO	37.41	38.08	38.06	37.99	38.25	38.04	37.98	35.17	36.78	38.75	37.92	37.71	37.35	39.80	38.44	38.04	35.28	31.30	32.73	17.41	17.96
NiO	0.14	0.12	0.11	0.13	0.09	0.12	0.11	0.11	0.13	0.13	0.11	0.13	0.10	0.13	0.09	0.12	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.02	0.03	0.01	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.05	0.00	0.04	0.02	11.47	11.75
TOTAL	100.5	101.46	101.56	100.98	101.09	101.05	100.76	100.46	97.88	100.75	99.82	99.64	99.20	101.42	100.46	100.31	100.92	87.67	87	93.19	94.98
Si	1.01	1.00	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	0.91	1.00	0.99	1.00	1.00	1.01	0.97	1.00	1.00	0.90	1.15	1.18	1.29	1.31
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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.09	0.02	0.32	0.29
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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Fe(ii)	0.52	0.52	0.54	0.51	0.52	0.52	0.52	0.51	0.52	0.51	0.51	0.51	0.51	0.50	0.51	0.51	0.51	0.27	0.25	0.18	0.18
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	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Mg	1.45	1.47	1.47	1.47	1.48	1.47	1.47	1.37	1.47	1.50	1.48	1.48	1.47	1.53	1.49	1.48	1.36	1.29	1.35	0.73	0.73
Ni	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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
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	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.34	0.35
TOTAL	2.99	3.00	3.01	3.00	3.00	3.00	3.00	2.99	3.00	3.01	3.00	3.00	3.00	3.03	3.00	3.00	2.99	2.81	2.81	2.88	2.88
x_{Mg}	0.74	0.74	0.73	0.74	0.74	0.74	0.74	0.73	0.74	0.75	0.74	0.74	0.74	0.75	0.75	0.74	0.73	0.83	0.84	0.80	0.81
xFe	0.26	0.26	0.27	0.26	0.26	0.26	0.26	0.27	0.26	0.25	0.26	0.26	0.26	0.25	0.25	0.26	0.27	0.17	0.16	0.20	0.19
Fo (%)	73.33	73.58	72.90	73.77	73.86	73.62	73.60	72.47	73.49	74.56	74.17	74.02	73.84	74.97	74.34	74.06	72.56	82.30	84.00	17.16	80.35
Fa	26.28	26.05	26.71	25.87	25.76	25.99	26.03	27.20	26.14	25.14	25.45	25.63	25.80	24.67	25.24	25.60	27.08	17.36	15.68	82.16	19.32
Tp	0.39	0.37	0.39	0.36	0.38	0.39	0.37	0.33	0.38	0.30	0.38	0.35	0.36	0.37	0.42	0.34	0.36	0.34	0.32	0.68	0.33

ادامه جدول ۵-۸ - نتایج آنالیز مایکروپروب (EPMA) پیروکسن‌ها و پلاژیوکلازهای متعلق به الیوین گابروها.

	Pyroxene												Plagioclase									
	SM-311-2				SM-7-5-3					SM-311-2			SM-311-2					SM-7-5-3				
SiO_2(wt%)	52.78	52.17	51.51	51.62	55.80	58.67	54.12	53.82	54.56	55.10	55.58	SiO_2(wt%)	51.87	52.11	51.51	50.03	48.06	48.79	48.33	49.26	52.48	52.63
TiO_2	0.56	0.60	0.98	1.10	0.00	0.00	0.46	0.60	0.34	0.00	0.02	TiO_2	0.05	0.07	0.06	0.04	0.03	0.01	0.00	0.05	0.03	0.00
Al_2O_3	2.32	2.83	2.87	3.18	0.44	0.31	1.75	1.81	1.69	1.34	0.55	Al_2O_3	29.89	29.61	30.28	31.49	32.44	32.92	31.88	32.20	30.31	30.45
Cr_2O_3	0.33	0.45	0.01	0.04	0.01	0.00	0.05	0.02	0.02	0.00	0.02	FeO	0.17	0.10	0.07	0.15	0.17	0.06	0.05	0.04	0.07	0.06
FeO	8.51	8.87	7.99	6.74	15.24	6.50	16.89	16.68	16.13	15.08	14.41	MnO	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00
MnO	0.21	0.23	0.17	0.19	0.35	0.00	0.40	0.43	0.39	0.34	0.39	MgO	0.16	0.08	0.00	0.02	0.11	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00
MgO	17.43	17.75	15.85	15.45	28.93	27.85	26.45	25.66	26.01	28.22	28.88	CaO	12.81	12.71	13.28	14.54	15.90	15.84	15.80	15.30	13.15	13.16
CaO	17.14	17.08	19.47	21.20	0.13	0.04	0.51	1.41	1.59	0.24	0.17	Na_2O	3.83	3.88	3.61	2.89	2.20	2.22	2.97	2.63	3.92	3.93
Na_2O	0.25	0.27	0.30	0.30	0.00	0.12	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	K_2O	0.04	0.05	0.06	0.06	0.03	0.00	0.22	0.02	0.02	0.04
K_2O	0.00	0.00	0.06	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	Cr_2O_3	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100	100	99	100	101	93	101	100	101	100	100	NiO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Formula	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	sum	98.81	98.65	98.88	99.22	98.95	99.84	99.36	99.52	99.98	100.28
Si	1.95	1.91	1.92	1.91	1.98	2.21	1.95	1.95	1.96	1.97	1.99	Oxygens =	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Ti	0.02	0.02	0.03	0.03	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	Si	2.10	2.11	2.08	2.02	1.94	1.95	1.95	1.98	2.10	2.10
Al	0.10	0.12	0.13	0.14	0.02	0.01	0.07	0.08	0.07	0.06	0.02	Al	1.61	1.60	1.63	1.69	1.75	1.76	1.71	1.73	1.62	1.62
Fe^{3+}	-0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	-0.42	0.00	0.00	-0.02	0.01	0.00	Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{2+}	0.28	0.24	0.24	0.20	0.43	0.63	0.51	0.51	0.50	0.45	0.43	Fe	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.96	0.97	0.88	0.85	1.53	1.56	1.42	1.38	1.40	1.50	1.54	Mg	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca	0.68	0.67	0.78	0.84	0.01	0.00	0.02	0.05	0.06	0.01	0.01	Ca	1.04	1.03	1.07	1.17	1.29	1.27	1.27	1.23	1.05	1.05
Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Na	0.62	0.63	0.58	0.47	0.36	0.36	0.48	0.42	0.63	0.63
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
XMg	0.77	0.80	0.79	0.81	0.78	0.71	0.74	0.73	0.74	0.77	0.78	Total	5.40	5.40	5.39	5.37	5.36	5.34	5.46	5.37	5.41	5.41
En	0.50	0.51	0.46	0.45	0.78	0.71	0.73	0.71	0.71	0.77	0.78	Or(%)	0.34	0.51	0.56	0.55	0.30	0.02	2.01	0.17	0.14	0.40
Fs	0.15	0.13	0.12	0.11	0.22	0.29	0.26	0.26	0.26	0.23	0.22	Ab	37.26	37.73	35.02	28.30	21.61	21.90	26.80	25.56	37.32	37.25
Wo	0.35	0.36	0.41	0.44	0.00	0.00	0.01	0.03	0.03	0.00	0.00	An	62.40	61.75	64.42	71.15	78.08	78.08	71.19	74.27	62.54	62.36
Sodic pyx:	Ca-Mg-Fe																					
Final name:	augite				enstatite																	

ادامه جدول ۵-۹- میانگین نتایج آنالیز مایکروپروب هورنبلند سبز و پلاژیوکلازهای متعلق به آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی شترکوه.

Mineral	Amphibole							Plagioclase					
	SM-74	SM-114	SM-201	SM-1-5 Dark	SM-1-5 Light	SM-56-Dark	SM-56-Light	SM-114	SM-201	SM-1-5 Dark	SM-1-5 Light	SM-56-Dark	SM-56-Light
SiO_2	41.82	40.22	40.53	39.06	40.27	40.86	38.74	63.73	63.86	62.27	62.96	60.55	60.64
TiO_2	0.84	0.56	0.69	1.21	0.77	0.99	1.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Al_2O_3	12.25	17.05	17.06	10.57	14.60	13.43	16.32	22.67	22.09	23.84	23.93	24.69	25.16
FeO*	19.71	18.85	18.97	19.56	21.65	15.34	16.41	0.02	0.63	0.06	0.09	0.06	0.05
MgO	6.71	7.74	6.98	5.51	5.82	8.96	11	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01
MnO	0.07	0.11	0.03	0.15	0.19	0.24	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
CaO	11.04	12.27	11.37	10.81	11.09	11.2	3.79	4.36	4.73	5.03	4.64	6.08	6.46
Na_2O	1.78	1.19	1.18	1.97	1.71	1.44	0.53	7.33	8.02	8.36	8.78	7.69	7.59
K_2O	0.97	1.05	1.04	1.30	1.43	0.97	6.63	0.01	0.02	0.10	0.06	0.09	0.10
Totals	95.19	99.01	97.83	90.15	97.54	93.5	94.7	98.13	99.38	99.66	100.5	99.18	100.03
Si	6.52	5.93	6.02	6.53	5.86	6.33	5.78	2.60	2.57	2.50	2.51	2.44	2.42
Ti	0.10	0.06	0.08	0.15	0.08	0.12	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.25	2.96	2.99	2.08	2.51	2.45	2.87	1.23	1.18	1.28	1.27	1.33	1.34
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{3+}	0.10	0.63	0.65	0.00	2.64	0.29	2.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{2+}	2.46	1.69	1.71	2.73	0.00	1.70	0.00	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00
Mn	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.56	1.70	1.55	1.37	1.26	2.07	2.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.84	1.94	1.81	1.94	1.73	1.86	0.61	0.35	0.38	0.40	0.37	0.49	0.52
Na	0.54	0.34	0.34	0.64	0.48	0.43	0.15	1.19	1.29	1.34	1.40	1.24	1.21
K	0.19	0.20	0.20	0.28	0.27	0.19	1.26	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02
Sum	15.57	15.47	15.35	15.74	14.85	15.5	15.3	5.38	5.48	5.54	5.56	5.52	5.52
X_{Mg}	0.39	0.50	0.48	0.33	1.00	0.55	1.00	0.21	0.02	0.07	0.08	0.10	0.10
An	-	-	-	-	-	-	-	23.00	22.72	22.91	20.79	28.08	29.57
Ab	-	-	-	-	-	-	-	76.87	77.09	76.20	78.66	71.07	69.48
Or	-	-	-	-	-	-	-	0.13	0.18	0.89	0.55	0.86	0.95

جدول ۵-۱۹ - نتایج آنالیز مایکروپروب (EPMA) آمفیبول‌ها، پلاژیوکلازها و بیوتیت‌های متعلق به دیوریت‌ها.

	Amphibole									Plageoclase							Mica					
	SM-311-2					SM-462-1				SM-311-2			SM-462-1				SM-4-4			SM- SM-462-1		
SiO_2(wt%)	44.54	46.35	45.38	45.13	44.95	44.20	44.19	44.64	SiO_2(wt%)	68.09	67.65	67.43	61.06	60.60	60.55	SiO_2(wt%)	29.32	29.93	30.04	36.73	37.38	37.23
TiO_2	0.57	0.42	0.46	0.52	0.53	0.87	0.84	0.86	TiO_2	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	TiO_2	0.07	0.08	0.06	1.52	1.69	1.57
Al_2O_3	12.66	10.77	12.27	12.54	12.55	12.64	12.60	11.92	Al_2O_3	22.19	21.17	21.12	23.97	24.33	24.49	Al_2O_3	19.95	19.29	19.12	16.31	16.32	16.03
FeO	13.97	13.99	13.79	13.84	13.47	14.88	14.60	14.62	FeO	0.13	0.04	0.07	0.11	0.05	0.04	FeO	8.04	8.02	8.54	16.90	16.69	16.71
MnO	0.21	0.22	0.24	0.20	0.23	0.33	0.29	0.27	MnO	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	MnO	0.02	0.04	0.04	0.12	0.19	0.14
MgO	10.87	11.86	11.33	11.24	11.60	10.70	10.64	10.99	MgO	0.08	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	MgO	28.45	27.99	27.98	12.39	12.58	12.40
CaO	11.82	11.99	12.02	12.05	11.83	11.57	11.35	11.48	CaO	1.41	1.36	1.31	5.81	6.26	6.13	CaO	0.05	0.02	0.02	0.12	0.13	0.06
Na_2O	1.21	0.98	1.11	1.23	1.19	1.66	1.68	1.54	Na_2O	8.34	10.65	10.65	8.01	7.74	7.60	Na_2O	0.00	0.01	0.00	0.14	0.12	0.08
K_2O	1.14	0.93	1.03	1.09	1.09	1.23	1.12	1.16	K_2O	0.39	0.11	0.10	0.10	0.09	0.35	K_2O	0.01	0.01	0.02	8.36	8.67	9.22
Total	99.3	99.9	99.9	100.1	99.8	100.4	99.7	99.8	Cr_2O_3	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	Cr_2O_3	0.11	0.17	0.24	0.10	0.14	0.16
oxygens	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	23.0	NiO	0.00	0.02	0.00	0.01	0.03	0.00	Si	4.50	4.61	4.62	5.57	5.58	5.60
Si	6.58	6.77	6.64	6.60	6.57	6.50	6.53	6.58	sum	100.6	101.0	100.75	99.07	99.11	99.17	Al^{iv}	3.50	3.39	3.38	2.43	2.42	2.40
Al_t	2.20	1.85	2.12	2.16	2.16	2.19	2.19	2.07	Oxygens	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	Al^{vi}	0.11	0.12	0.08	0.49	0.45	0.44
Ti	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06	0.10	0.09	0.10	Si	2.71	2.68	2.68	2.47	2.45	2.44	Al total	3.61	3.50	3.46	2.92	2.87	2.84
Fe^{3+}	0.20	0.30	0.22	0.18	0.33	0.27	0.28	0.29	Al	1.18	1.12	1.12	1.29	1.31	1.32	Ti	0.01	0.01	0.01	0.17	0.19	0.18
Fe^{2+}	1.53	1.42	1.47	1.52	1.32	1.56	1.52	1.51	Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Cr	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02
Mn	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03	Fe	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	Fe	1.03	1.03	1.10	2.14	2.08	2.10
Mg	2.39	2.58	2.47	2.45	2.53	2.34	2.34	2.42	Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
Ca	1.87	1.88	1.89	1.89	1.85	1.82	1.80	1.81	Mg	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	Mg	6.51	6.43	6.41	2.80	2.80	2.78
Na	0.35	0.28	0.32	0.35	0.34	0.47	0.48	0.44	Ca	0.11	0.11	0.10	0.47	0.51	0.49	Ca	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01
K	0.22	0.17	0.19	0.20	0.20	0.23	0.21	0.22	Na	1.33	1.69	1.69	1.29	1.25	1.23	Na	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.02
Total	17.43	17.33	17.39	17.44	17.39	17.53	17.49	17.47	K	0.06	0.02	0.02	0.02	0.01	0.06	K	0.00	0.00	0.00	1.62	1.65	1.77
Calculation scheme	∑13								Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	TOTAL	19.68	19.62	19.63	19.92	19.98	20.03
Am group	Ca								Total	5.40	5.61	5.62	5.54	5.53	5.54	Mg-Li	6.51	6.43	6.41	2.20	2.09	2.10
(Ca+Na) (B)	2	2	2	2	2	2	2	2	Or(%)	4.08	0.92	0.88	0.89	0.82	3.14	F+M+T-A	0.93	0.93	1.03	1.84	1.84	1.85
Na (B)	0.13	0.12	0.11	0.11	0.15	0.18	0.20	0.19	Ab	88.43	93.15	93.38	72.76	70.62	69.01	x_{Mg}	0.86	0.86	0.85	0.57	0.57	0.57
(Na+K) (A)	0.43	0.33	0.39	0.44	0.39	0.53	0.49	0.47	An	7.48	5.93	5.74	26.35	28.56	27.85	X_{Fe}	0.14	0.14	0.15	0.43	0.43	0.43
X_{Mg}	0.61	0.65	0.63	0.62	0.66	0.60	0.61	0.62		-	-	-	-	-	-		-	-	-	-	-	-
Am names	magnesio-hornblende																					

جدول ۵- ۲۱- نتایج آنالیز مایکروپروب و محاسبه فرمول ساختمانی پیروکسن‌های متعلق به دایک‌های دیابازی تریاس- ژوراسیک قطع کننده مجموعه دگرگونی شترکوه.

SiO_2(wt%)	**52.10**	**51.30**	**51.17**	**51.15**	**51.14**	**51.00**	**50.95**	**50.92**	**50.09**	**44.43**	**49.13**	**42.54**
TiO_2	**0.94**	**1.30**	**0.94**	**0.64**	**0.28**	**0.40**	**1.26**	**1.27**	**0.33**	**5.63**	**2.26**	**0.26**
Al_2O_3	**2.79**	**5.45**	**3.92**	**4.68**	**4.00**	**4.07**	**4.31**	**3.87**	**4.79**	**5.73**	**3.26**	**6.13**
FeO	**15.85**	**14.24**	**15.71**	**14.85**	**17.11**	**16.49**	**15.24**	**15.99**	**17.58**	**20.98**	**15.08**	**26.81**
MnO	**0.25**	**0.26**	**0.24**	**0.26**	**0.29**	**0.22**	**0.21**	**0.24**	**0.25**	**0.56**	**0.26**	**0.22**
MgO	**12.90**	**14.85**	**12.67**	**13.21**	**12.32**	**12.74**	**12.77**	**12.73**	**11.45**	**10.33**	**9.87**	**9.05**
CaO	**11.97**	**11.64**	**11.89**	**12.19**	**11.59**	**11.79**	**12.37**	**11.98**	**11.64**	**10.43**	**12.47**	**10.28**
Na_2O	**0.43**	**0.72**	**0.59**	**0.61**	**0.80**	**0.57**	**0.61**	**0.60**	**0.75**	**0.89**	**0.42**	**0.95**
K_2O	**0.09**	**0.17**	**0.16**	**0.14**	**0.12**	**0.43**	**0.17**	**0.14**	**0.29**	**0.29**	**0.23**	**0.30**
Total	**97.3**	**99.9**	**97.3**	**97.8**	**97.6**	**97.7**	**97.9**	**97.7**	**97.2**	**99.3**	**93.0**	**96.6**
Si	**2.00**	**1.90**	**1.96**	**1.95**	**1.97**	**1.96**	**1.94**	**1.95**	**1.95**	**1.74**	**1.98**	**1.77**
Ti	**0.03**	**0.04**	**0.03**	**0.02**	**0.01**	**0.01**	**0.04**	**0.04**	**0.01**	**0.17**	**0.07**	**0.01**
Al	**0.13**	**0.24**	**0.18**	**0.21**	**0.18**	**0.18**	**0.19**	**0.17**	**0.22**	**0.26**	**0.15**	**0.30**
Fe^{++}	**0.51**	**0.44**	**0.50**	**0.47**	**0.55**	**0.53**	**0.49**	**0.51**	**0.57**	**0.69**	**0.51**	**0.93**
Mn	**0.01**	**0.01**	**0.01**	**0.01**	**0.01**	**0.01**	**0.01**	**0.01**	**0.01**	**0.02**	**0.01**	**0.01**
Mg	**0.74**	**0.82**	**0.72**	**0.75**	**0.71**	**0.73**	**0.73**	**0.73**	**0.66**	**0.60**	**0.59**	**0.56**
Ca	**0.49**	**0.46**	**0.49**	**0.50**	**0.48**	**0.49**	**0.51**	**0.49**	**0.48**	**0.44**	**0.54**	**0.46**
Na	**0.03**	**0.05**	**0.04**	**0.05**	**0.06**	**0.04**	**0.04**	**0.04**	**0.06**	**0.07**	**0.03**	**0.08**
K	**0.00**	**0.01**	**0.01**	**0.01**	**0.01**	**0.02**	**0.01**	**0.01**	**0.01**	**0.01**	**0.01**	**0.02**
Total	**3.93**	**3.97**	**3.95**	**3.96**	**3.97**	**3.97**	**3.95**	**3.95**	**3.97**	**4.00**	**3.90**	**4.12**
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	**0.51**	**0.61**	**0.52**	**0.55**	**0.52**	**0.54**	**0.53**	**0.52**	**0.50**	**0.47**	**0.42**	**0.50**
$Fe^{2+}/(Fe_{tot})$	**1.41**	**1.19**	**1.32**	**1.28**	**1.18**	**1.17**	**1.31**	**1.28**	**1.15**	**0.99**	**1.61**	**0.61**
$Al/(Al+Fe^{3+}Cr)$	**-1.57**	**1.56**	**10.99**	**2.68**	**2.23**	**1.98**	**4.30**	**6.05**	**1.65**	**0.98**	**-0.99**	**0.45**
En	**0.38**	**0.45**	**0.39**	**0.40**	**0.39**	**0.40**	**0.39**	**0.39**	**0.37**	**0.35**	**0.30**	**0.35**
Fs	**0.37**	**0.29**	**0.35**	**0.33**	**0.35**	**0.34**	**0.34**	**0.35**	**0.36**	**0.40**	**0.42**	**0.36**
Wo	**0.25**	**0.26**	**0.26**	**0.27**	**0.26**	**0.26**	**0.27**	**0.26**	**0.27**	**0.25**	**0.28**	**0.29**
Jd	**-0.05**	**0.08**	**0.49**	**0.12**	**0.14**	**0.09**	**0.19**	**0.27**	**0.09**	**0.07**	**-0.03**	**0.03**
Ac	**0.08**	**-0.03**	**-0.44**	**-0.08**	**-0.07**	**-0.04**	**-0.15**	**-0.23**	**-0.04**	**0.00**	**0.07**	**0.04**
A(+aqw)	**-0.03**	**0.03**	**-0.01**	**0.01**	**0.01**	**0.01**	**0.00**	**0.00**	**0.02**	**0.06**	**-0.05**	**0.16**
C(+aqw)	**0.26**	**0.25**	**0.26**	**0.26**	**0.26**	**0.26**	**0.27**	**0.26**	**0.26**	**0.24**	**0.29**	**0.24**
Sodic pyx: Final name:							**Ca-Mg-Fe augite**					

ادامه جدول ۵-۲۱- نتایج آنالیز مایکروپروب پلاژیوکلاز، بیوتیت و تیتانومگنتیت متعلق به دایک‌های دیابازی تریاس- ژوراسیک قطع کننده مجموعه دگرگونی شترکوه.

Mineral	Plagioclase					Biotite			Titanomagnetite	
SiO_2(wt%)	57.65	54.72	57.34	57.61	60.58	35.47	37.83	37.33	SiO_2(wt%)	0.079
TiO_2	0.10	0.08	0.12	0.16	0.11	1.86	1.93	1.91	TiO_2	22.200
Al_2O_3	26.27	27.78	26.39	26.21	16.48	13.69	13.29	13.35	Al_2O_3	0.067
FeO	0.05	0.51	0.50	0.58	5.50	21.14	20.08	20.51	FeO	70.430
MnO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.08	0.10	0.10	0.11	MnO	1.017
MgO	0.04	0.08	0.06	0.11	4.63	10.44	11.58	10.94	MgO	0.086
CaO	8.30	10.45	8.76	8.25	6.26	0.29	0.12	0.14	CaO	0.062
Na_2O	6.36	5.24	6.13	6.12	6.79	0.11	0.12	0.12	K_2O	0.005
K_2O	0.14	0.10	0.24	0.40	0.11	6.93	7.79	7.90	Cr_2O_3	0.046
Sum	98.90	98.96	99.57	99.44	100.53	90.04	92.84	92.32	Total	93.992
Si	2.331	2.212	2.303	2.317	2.410	5.680	5.778	5.768	Ti	0.278
Al	1.416	1.497	1.414	1.406	0.874	2.584	2.392	2.431	Al	0.0007
Ti	0.004	0.003	0.005	0.006	0.004	0.223	0.221	0.222	Fe	0.980
Fe	0.004	0.041	0.040	0.047	0.437	2.831	2.565	2.651	Mn	0.0143
Mn	0.000	0.000	0.003	0.000	0.007	0.013	0.013	0.015	Mg	0.0021
Mg	0.003	0.006	0.005	0.009	0.369	2.491	2.637	2.520	Ca	0.0011
Ca	0.671	0.845	0.704	0.664	0.498	0.050	0.020	0.023	K	0.0001
Na	1.029	0.847	0.985	0.985	1.081	0.035	0.035	0.037	Cr	0.0003
K	0.023	0.016	0.038	0.064	0.018	1.416	1.518	1.558	Fe^{3+}	0.0589
Sum	5.482	5.468	5.497	5.498	5.697	15.323	15.178	15.224	Fe^{2+}	0.9213
xmg	0.451	0.134	0.105	0.157	0.457	0.468	0.507	0.487	Mg#	0.2310
Or	1.315	0.928	2.224	3.740	1.097	-	-	-	Cr#	31.532
Ab	59.730	49.602	57.041	57.499	67.713	-	-	-	-	-
An	38.956	49.470	40.736	38.762	31.190	-	-	-	-	-

جدول ۶-۲- نتایج حاصل از آنالیز ایزوتوپی زیرکن‌های استخراج شده از نمونه‌های سنگی متعلق به مجموعه شترکوه و مقادیر U, Th, و سن‌های U/Pb و Pb/Pb آنها.

Sample spots	207Pb/206Pb	± σ %	207Pb/235U	±σ%	206Pb/238U	±σ%	208Pb/232Th	±σ%	207Pb/206Pb	±σ%	206Pb/238U	±σ%	207Pb/235U	±σ%	208Pb/232Th	±σ%	[Th] ppm	[U] [a]ppm
Micaschist																		
SM-28-6	0.077	0.001	1.409	0.020	0.133	0.002	0.042	0.001	1111.5	31.5	807.7	14.1	892.8	8.6	835.8	15.0	155.27	255.54
SM-28-6-3	0.061	0.001	0.876	0.010	0.104	0.002	0.033	0.000	645.1	28.0	637.6	10.8	639.0	5.7	652.7	9.5	48.99	305.25
SM-28-6-4	0.072	0.001	1.645	0.024	0.165	0.003	0.056	0.001	991.8	32.5	986.5	17.0	987.8	9.3	1099.6	20.3	518.52	674.95
SM-28-6-5	0.161	0.002	10.356	0.098	0.465	0.008	0.128	0.002	2471.0	17.5	2463.6	36.1	2467.1	8.8	2433.5	35.7	174.63	269.46
SM-28-6-7	0.166	0.002	9.975	0.097	0.435	0.008	0.117	0.002	2520.7	17.8	2329.5	34.6	2432.4	9.0	2231.7	33.8	102.79	253.63
SM-28-6-9	0.166	0.002	8.684	0.082	0.379	0.007	0.124	0.002	2520.5	17.4	2071.5	31.2	2305.4	8.6	2371.4	34.7	76.29	268.74
SM-28-6-6	0.148	0.002	3.074	0.032	0.151	0.003	0.130	0.002	2321.9	20.0	905.6	15.1	1426.2	8.0	2463.4	36.5	95.56	443.74
SM-28-6-8	0.105	0.001	2.035	0.019	0.141	0.002	0.047	0.001	1713.0	18.6	848.7	13.8	1127.1	6.3	930.9	12.2	1049.34	1742.91
SM-28-6-10	0.147	0.001	4.154	0.037	0.205	0.004	0.038	0.001	2311.9	16.9	1201.9	19.0	1664.9	7.3	762.1	10.3	152.66	460.22
SM-28-6-11	0.064	0.001	0.909	0.012	0.104	0.002	0.035	0.001	731.9	31.3	635.4	11.0	656.8	6.6	688.1	12.2	667.28	1317.33
SM-28-6-12	0.257	0.003	17.566	0.156	0.496	0.009	0.143	0.003	3228.5	15.3	2596.4	37.2	2966.3	8.5	2700.2	48.6	186.85	786.86
SM-28-6-13	0.073	0.001	1.688	0.022	0.168	0.003	0.051	0.001	1016.0	28.9	999.0	16.8	1004.0	8.4	1013.6	18.6	48.8	634.95
SM-28-6-14	0.068	0.001	1.311	0.021	0.141	0.003	0.043	0.001	858.4	36.1	847.7	14.9	850.4	9.3	856.0	15.4	125.14	398.21
SM-28-6-15	0.071	0.001	1.517	0.021	0.155	0.003	0.049	0.001	952.0	31.4	931.2	15.9	937.2	8.7	967.6	17.8	130.68	153.46
SM-28-6-16	0.115	0.001	5.277	0.050	0.333	0.006	0.099	0.002	1879.0	18.6	1853.2	28.2	1865.1	8.1	1905.1	33.3	64.61	119.66
SM-28-6-17	0.065	0.001	0.923	0.014	0.102	0.002	0.031	0.000	785.1	34.1	628.9	11.1	663.9	7.3	610.4	9.7	72.78	592.31
SM-28-6-18	0.118	0.002	5.453	0.096	0.336	0.007	0.106	0.003	1922.2	34.0	1867.5	33.8	1893.3	15.2	2039.5	59.8	795.76	671.81
SM-28-6-19	0.067	0.001	1.269	0.024	0.137	0.003	0.050	0.001	842.2	42.2	828.2	15.2	831.9	10.7	982.3	28.3	31.55	174.38
SM-28-6-20	0.161	0.002	6.978	0.068	0.315	0.006	0.124	0.002	2461.8	18.0	1766.6	27.3	2108.6	8.6	2354.7	34.8	36.34	589.09
Gneiss																		
SM-43-3-1	0.0574	0.0007	0.6674	0.0070	0.0843	0.0007	0.0259	0.0003	505.9	24.7	519.1	4.3	521.9	4.4	516.4	5.1	639.9	1321.0
SM-43-3-2	0.0613	0.0008	0.8158	0.0093	0.0965	0.0009	0.0276	0.0004	651.2	25.9	605.7	5.2	593.6	5.1	550.4	6.9	324.8	1033.5
SM-43-3-3	0.1038	0.0010	1.2209	0.0110	0.0853	0.0008	0.0537	0.0006	1693.4	18.4	810.2	5.0	527.6	4.6	1057.6	10.9	821.9	3374.4
SM-43-3-4	0.0656	0.0006	0.8264	0.0072	0.0914	0.0008	0.0334	0.0003	792.8	19.8	611.6	4.0	563.8	4.7	663.1	6.7	357.4	1293.9
SM-43-3-5	0.0608	0.0005	0.8201	0.0055	0.0978	0.0008	0.0292	0.0002	633.5	15.9	608.1	3.0	601.3	4.8	580.8	4.4	745.6	1819.3
SM-43-3-6	0.0628	0.0006	0.8644	0.0068	0.0998	0.0009	0.0313	0.0003	701.5	18.4	632.5	3.7	613.3	5.0	623.7	5.4	405.2	1073.5
SM-43-3-7	0.0586	0.0005	0.7924	0.0059	0.0980	0.0008	0.0298	0.0003	553.9	17.9	592.5	3.4	602.6	4.9	593.1	4.9	717.3	1884.7
SM-43-3-8	0.0574	0.0005	0.7812	0.0066	0.0987	0.0009	0.0301	0.0003	505.7	20.3	586.2	3.8	607.0	5.0	598.6	5.5	499.7	1387.4
SM-43-3-9	0.0582	0.0005	0.6487	0.0048	0.0808	0.0007	0.0280	0.0003	536.8	18.4	507.7	3.0	501.1	4.1	558.8	5.1	517.9	2259.6
SM-43-3-10	0.0586	0.0007	0.7736	0.0086	0.0958	0.0009	0.0292	0.0003	550.2	25.9	581.8	5.0	589.9	5.1	581.0	5.4	367.7	547.7
SM-43-3-11	0.0601	0.0005	0.8065	0.0063	0.0973	0.0008	0.0284	0.0002	607.9	18.4	600.5	3.5	598.5	4.9	565.6	4.5	567.9	1083.6
SM-43-3-12	0.0583	0.0005	0.7879	0.0061	0.0980	0.0008	0.0307	0.0003	540.4	19.0	590.0	3.4	602.8	4.9	610.3	5.4	426.0	1364.5
SM-43-3-13	0.0578	0.0005	0.7056	0.0060	0.0886	0.0008	0.0255	0.0002	520.0	19.8	542.1	3.6	547.3	4.5	509.1	3.9	669.9	861.0
SM-43-3-14	0.0578	0.0007	0.6847	0.0077	0.0859	0.0008	0.0227	0.0002	523.5	26.3	529.6	4.6	530.9	4.6	453.6	4.2	541.1	676.9
SM-43-3-15	0.0588	0.0006	0.7552	0.0074	0.0931	0.0008	0.0269	0.0003	560.2	22.9	571.2	4.3	574.0	4.8	536.0	5.0	336.0	554.7
SM-43-3-16	0.0754	0.0011	1.9125	0.0262	0.1840	0.0018	0.0538	0.0009	1078.4	28.9	1085.5	9.1	1089.0	10.0	1058.4	17.6	435.0	1467.8
SM-43-3-17	0.0734	0.0014	1.8127	0.0338	0.1791	0.0020	0.0555	0.0012	1024.8	39.3	1050.1	12.2	1062.3	11.1	1092.4	23.7	103.7	644.2
SM-43-3-18	0.1330	0.0008	3.4068	0.0185	0.1858	0.0016	0.0358	0.0003	2138.2	10.9	1506.0	4.3	1098.3	8.6	710.7	6.5	312.4	595.6
SM-43-3-19	0.1186	0.0009	2.9198	0.0193	0.1786	0.0016	0.0462	0.0006	1935.3	13.3	1387.1	5.0	1059.0	8.5	912.3	11.9	547.8	1313.4
SM-43-3-20	0.0600	0.0009	0.7529	0.0105	0.0910	0.0009	0.0298	0.0004	605.2	31.8	569.9	6.1	561.1	5.2	594.0	7.1	555.6	1567.5
SM-43-3-21	0.0671	0.0006	0.7867	0.0066	0.0851	0.0007	0.0217	0.0002	839.9	18.9	589.3	3.7	526.3	4.4	434.4	4.2	440.3	1108.6

ادامه جدول ۶-۲

Sample spots	207Pb/206Pb	± σ %	207Pb/235U	±σ%	206Pb/238U	±σ%	208Pb/232Th	±σ%	207Pb/206Pb	±σ%	206Pb/238U	±σ%	207Pb/235U	±σ%	208Pb/232Th	±σ%	[Th] ppm	[U] [a]ppm
SM-95-1	0.0635	0.0006	0.8333	0.0075	0.0951	0.0008	0.0286	0.0003	726.4	20.5	615.5	4.2	585.8	5.0	569.0	5.4	283.9	848.9
SM-95-2	0.0584	0.0004	0.7163	0.0044	0.0889	0.0008	0.0272	0.0002	546.3	15.0	548.5	2.6	549.0	4.5	543.1	4.0	535.6	3004.1
SM-95-3	0.0582	0.0005	0.7976	0.0068	0.0994	0.0009	0.0297	0.0003	537.8	20.6	595.5	3.8	610.6	5.1	591.3	5.7	590.5	2416.1
SM-95-4	0.0604	0.0006	0.7558	0.0064	0.0908	0.0008	0.0287	0.0004	616.7	19.9	571.6	3.7	560.4	4.7	571.6	6.8	371.8	1043.0
SM-95-5	0.0591	0.0004	0.7399	0.0047	0.0908	0.0008	0.0291	0.0002	571.3	15.5	562.3	2.8	560.2	4.6	579.4	4.8	350.2	1132.8
SM-95-6	0.0582	0.0006	0.6978	0.0061	0.0870	0.0008	0.0274	0.0003	537.1	21.2	537.5	3.7	537.5	4.5	546.0	5.2	2885.7	2492.6
SM-95-7	0.0607	0.0006	0.8020	0.0068	0.0958	0.0008	0.0302	0.0003	628.6	19.6	598.0	3.8	590.0	5.0	601.8	5.9	289.6	882.8
SM-95-9	0.0716	0.0013	1.7708	0.0292	0.1794	0.0019	0.0569	0.0011	974.6	35.1	1034.8	10.7	1063.7	10.5	1118.1	21.5	4990.5	14554.9
SM-95-10	0.0785	0.0014	1.9452	0.0322	0.1798	0.0020	0.0520	0.0011	1158.7	34.3	1096.8	11.1	1066.0	10.7	1023.6	21.1	184.1	500.2
SM-95-11	0.0521	0.0007	0.3806	0.0050	0.0530	0.0005	0.0167	0.0004	288.0	31.6	327.5	3.7	333.1	3.0	335.3	7.7	598.3	2852.5
SM-95-12	0.0578	0.0006	0.6158	0.0056	0.0772	0.0007	0.0198	0.0002	523.3	21.6	487.2	3.5	479.6	4.1	395.6	3.1	820.7	2366.2
SM-95-13	0.0594	0.0007	0.7916	0.0087	0.0967	0.0009	0.0345	0.0004	580.1	25.3	592.1	4.9	595.3	5.2	684.7	7.9	269.5	701.3
SM-95-14	0.1066	0.0006	0.5665	0.0029	0.0385	0.0003	0.0229	0.0002	1742.3	10.7	455.7	1.9	243.8	2.0	457.4	3.1	359.5	1153.0
SM-95-15	0.0701	0.0009	0.8540	0.0097	0.0884	0.0008	0.0331	0.0004	931.1	24.8	626.8	5.3	545.9	4.9	659.0	7.7	419.2	1474.7
SM-95-16	0.0581	0.0004	0.4398	0.0028	0.0549	0.0005	0.0254	0.0002	534.2	15.7	370.1	1.9	344.4	2.9	507.5	4.0	810.2	2611.5
SM-95-17	0.0590	0.0004	0.6617	0.0044	0.0813	0.0007	0.0247	0.0002	568.1	16.0	515.6	2.7	504.0	4.2	492.2	4.0	2699.3	11650.2
SM-95-18	0.0587	0.0007	0.6706	0.0078	0.0828	0.0008	0.0250	0.0003	556.7	26.8	521.1	4.7	513.1	4.6	499.3	6.0	233.7	737.6
SM-95-19	0.0595	0.0006	0.6997	0.0065	0.0853	0.0008	0.0256	0.0003	585.9	21.6	538.6	3.9	527.6	4.6	510.8	5.5	461.7	1453.1
SM-95-20	0.0608	0.0005	0.7107	0.0056	0.0848	0.0008	0.0273	0.0003	632.1	18.3	545.1	3.3	524.7	4.4	543.9	5.2	691.7	2145.1
SM-95-21	0.0590	0.0005	0.7134	0.0050	0.0877	0.0008	0.0254	0.0002	568.2	16.7	546.7	3.0	541.7	4.5	507.3	4.4	3787.9	4888.5
Granite																		
SSH-4-2-1	0.0639	0.0014	0.6998	0.0144	0.0794	0.0009	0.0253	0.0005	739.2	45.3	538.7	8.6	492.4	5.3	505.8	10.2	458.88	1016.8
SSH-4-2-2	0.0588	0.0013	0.6796	0.0147	0.0838	0.0010	0.0246	0.0006	559.9	49.0	526.5	8.9	518.8	5.7	490.5	12.2	457.21	1447.2
SSH-4-2-3	0.0659	0.0024	0.6344	0.0219	0.0698	0.0011	0.0185	0.0006	803.6	74.5	498.8	13.6	434.9	6.5	370.1	12.4	431.9	795.38
SSH-4-2-4	0.0658	0.0014	0.8111	0.0167	0.0894	0.0010	0.0363	0.0008	800.1	45.0	603.1	9.4	552.0	6.0	720.2	16.3	283.22	983.79
SSH-4-2-5	0.0612	0.0024	0.7832	0.0288	0.0929	0.0015	0.0287	0.0011	645.2	80.9	587.3	16.4	572.4	8.8	572.2	21.1	106.41	263.63
SSH-4-2-6	0.1389	0.0042	1.2851	0.0345	0.0671	0.0011	0.0370	0.0010	2214.0	50.9	839.1	15.3	418.5	6.8	733.6	18.9	445.71	771.75
SSH-4-2-7	0.0746	0.0026	0.6837	0.0227	0.0665	0.0011	0.0207	0.0007	1057.7	70.0	529.0	13.7	414.8	6.3	414.5	13.1	376.98	684.73
SSH-4-2-8	0.0870	0.0011	0.9953	0.0115	0.0829	0.0008	0.0223	0.0003	1361.1	23.9	701.4	5.9	513.6	4.7	446.4	5.6	3104.0	4403.6
SSH-4-2-9	0.0797	0.0023	1.0141	0.0279	0.0923	0.0013	0.0404	0.0011	1189.0	56.8	710.9	14.1	569.1	7.8	801.0	21.2	223.78	540.24
SSH-4-2-10	0.0701	0.0013	0.9875	0.0168	0.1022	0.0011	0.0305	0.0005	930.2	36.6	697.5	8.6	627.4	6.4	606.6	10.5	3424.2	5284.5
SSH-4-2-11	0.0609	0.0010	0.7250	0.0113	0.0863	0.0009	0.0234	0.0004	636.7	35.0	553.6	6.7	533.6	5.1	466.8	6.9	855.86	1423.4
SSH-4-2-12	0.0622	0.0011	0.7478	0.0121	0.0872	0.0009	0.0171	0.0003	680.4	36.0	566.9	7.0	539.0	5.3	343.1	6.1	702	1233.8
SSH-4-2-13	0.0560	0.0029	0.6606	0.0329	0.0855	0.0017	0.0291	0.0017	453.6	112.1	515.0	20.1	528.8	10.0	579.8	32.9	235.05	503.02
SSH-4-2-14	0.0590	0.0020	0.7205	0.0231	0.0886	0.0013	0.0287	0.0010	567.3	71.5	550.9	13.6	547.0	7.5	571.9	18.6	730.31	2007.7
SSH-4-2-15	0.0694	0.0030	0.8390	0.0338	0.0877	0.0016	0.0321	0.0011	909.5	85.2	618.6	18.6	542.1	9.3	637.7	20.8	168.08	282.28
SSH-4-2-16	0.0575	0.0028	0.6564	0.0301	0.0828	0.0015	0.0274	0.0011	509.9	102.8	512.4	18.5	512.8	9.1	545.4	22.5	381.4	861.45
SSH-4-2-17	0.0645	0.0011	0.8112	0.0134	0.0912	0.0009	0.0312	0.0006	758.4	36.3	603.1	7.5	562.6	5.6	620.4	11.0	421.39	1184.2
SSH-4-2-18	0.0752	0.0025	0.9222	0.0291	0.0889	0.0014	0.0357	0.0012	1074.0	65.7	663.5	15.4	549.2	8.1	708.6	23.1	166.62	462.59
SSH-4-2-19	0.0664	0.0012	0.6437	0.0106	0.0703	0.0007	0.0246	0.0004	818.9	36.1	504.6	6.6	438.0	4.4	491.7	8.3	618.69	1533.1
SSH-4-2-20	0.0666	0.0010	0.6598	0.0093	0.0718	0.0007	0.0145	0.0002	826.3	31.1	514.5	5.7	447.1	4.3	291.7	4.2	1458.6	1870.2
SSH-4-2-21	0.0610	0.0014	0.7972	0.0172	0.0948	0.0011	0.0301	0.0007	638.3	48.2	595.3	9.7	584.0	6.4	599.2	13.7	204.96	562.45
SSH-4-2-22	0.0639	0.0014	0.6998	0.0144	0.0794	0.0009	0.0253	0.0005	739.2	45.3	538.7	8.6	492.4	5.3	505.8	10.2	392.29	1096.8

ادامه جدول ۶-۲

Sample spots	207Pb/206Pb	± σ %	207Pb/235U	±σ%	206Pb/238U	±σ%	208Pb/232Th	±σ%	207Pb/206Pb	±σ%	206Pb/238U	±σ%	207Pb/235U	±σ%	208Pb/232Th	±σ%	[Th] ppm	[U] [a]ppm
Olivine gabbro																		
SM-311-1	0.0588	0.0009	0.6999	0.0098	0.0863	0.0007	0.0254	0.0002	559.0	32.2	538.7	5.9	533.9	4.4	507.8	4.3	831.5	604.4
SM-311-2	0.0584	0.0009	0.7167	0.0103	0.0891	0.0008	0.0258	0.0003	543.0	33.1	548.7	6.1	550.0	4.6	515.2	5.0	474.1	450.3
SM-311-3	0.0575	0.0013	0.6112	0.0130	0.0771	0.0008	0.0233	0.0003	511.3	49.1	484.3	8.2	478.5	4.8	466.1	6.0	820.4	723.3
SM-311-4	0.0588	0.0010	0.7495	0.0119	0.0924	0.0008	0.0275	0.0003	559.3	35.7	567.9	6.9	570.0	4.9	548.2	6.1	304.6	334.1
SM-311-5	0.0613	0.0011	0.7266	0.0125	0.0860	0.0008	0.0254	0.0003	648.3	38.8	554.5	7.4	531.9	4.8	507.5	5.6	582.2	515.5
SM-311-6	0.0701	0.0008	0.7569	0.0076	0.0784	0.0006	0.0221	0.0002	929.8	22.4	572.2	4.4	486.3	3.7	441.0	3.1	1508.8	892.7
SM-311-7	0.0588	0.0010	0.6762	0.0103	0.0834	0.0007	0.0229	0.0002	559.9	34.6	524.5	6.2	516.3	4.4	457.8	4.0	1287.1	767.0
SM-311-8	0.0603	0.0015	0.6569	0.0153	0.0790	0.0009	0.0235	0.0003	613.7	52.2	512.7	9.4	490.2	5.2	469.9	6.6	437.3	364.6
SM-311-9	0.0582	0.0015	0.6884	0.0167	0.0858	0.0010	0.0249	0.0004	535.0	55.5	531.8	10.1	530.8	5.7	496.9	8.6	369.6	459.6
SM-311-10	0.0734	0.0010	0.8578	0.0103	0.0847	0.0007	0.0272	0.0003	1025.6	26.2	628.9	5.6	524.1	4.3	541.5	5.0	406.1	426.8
SM-311-11	0.0594	0.0010	0.6974	0.0106	0.0851	0.0008	0.0252	0.0003	583.2	34.7	537.2	6.3	526.3	4.6	502.1	5.7	312.1	392.0
SM-311-12	0.0655	0.0009	0.7636	0.0094	0.0846	0.0007	0.0265	0.0002	788.9	27.6	576.1	5.4	523.4	4.3	528.9	4.6	490.8	436.6
SM-311-13	0.0606	0.0008	0.7308	0.0094	0.0875	0.0008	0.0261	0.0002	623.7	29.3	557.0	5.5	540.7	4.4	520.5	4.6	610.5	532.7
SM-311-14	0.0578	0.0011	0.6697	0.0119	0.0840	0.0008	0.0234	0.0003	523.2	41.0	520.5	7.3	519.7	4.8	466.7	5.3	482.0	412.7
SM-311-15	0.0668	0.0009	0.7868	0.0094	0.0854	0.0007	0.0271	0.0002	831.1	26.6	589.3	5.3	528.4	4.3	540.4	4.4	727.6	558.1
SM-311-16	0.0590	0.0007	0.7528	0.0085	0.0925	0.0008	0.0265	0.0002	568.3	25.9	569.8	4.9	570.1	4.5	529.1	4.7	622.5	753.5
SM-311-17	0.0576	0.0041	0.6295	0.0424	0.0793	0.0020	0.0262	0.0022	513.1	148.3	495.8	26.5	491.8	12.0	522.4	42.6	118.6	543.4
SM-311-18	0.0590	0.0006	0.7348	0.0069	0.0903	0.0007	0.0250	0.0002	568.0	22.1	559.3	4.1	557.1	4.3	499.1	3.2	5191.0	2584.0
SM-311-19	0.0716	0.0024	0.7874	0.0248	0.0797	0.0012	0.0263	0.0006	974.9	66.5	589.7	14.1	494.5	6.9	525.1	11.2	294.4	295.2
SM-311-20	0.0590	0.0010	0.7163	0.0118	0.0880	0.0008	0.0253	0.0003	567.0	37.6	548.5	7.0	543.9	4.9	504.0	5.2	609.8	489.8
SM-PHB-1	0.0596	0.0004	0.7116	0.0038	0.0866	0.0007	0.0249	0.0002	589.8	13.6	545.7	2.2	535.2	4.0	496.1	6.8	436.4	1200.6
SM-PHB-2	0.0589	0.0006	0.6810	0.0060	0.0839	0.0007	0.0252	0.0002	563.0	20.9	527.4	3.6	519.1	4.1	503.0	7.5	384.0	292.0
SM-PHB-3	0.0595	0.0004	0.6099	0.0034	0.0744	0.0006	0.0230	0.0002	584.7	14.3	483.5	2.2	462.4	3.5	459.2	6.6	392.6	1142.9
SM-PHB-4	0.0603	0.0005	0.6393	0.0051	0.0768	0.0006	0.0225	0.0002	615.9	19.2	501.9	3.2	477.1	3.7	450.1	7.5	478.5	648.0
SM-PHB-5	0.0778	0.0004	0.7773	0.0034	0.0725	0.0006	0.0154	0.0001	1140.6	10.7	583.9	1.9	451.1	3.4	309.3	7.6	3638.2	4120.7
SM-PHB-6	0.0595	0.0004	0.7658	0.0046	0.0933	0.0007	0.0270	0.0002	585.8	14.9	577.4	2.6	575.1	4.4	537.8	19.4	367.6	803.6
SM-PHB-7	0.0700	0.0004	0.8120	0.0041	0.0841	0.0007	0.0308	0.0002	928.8	12.3	603.6	2.3	520.5	3.9	612.6	12.7	394.4	1119.2
SM-PHB-8	0.0610	0.0004	0.7265	0.0040	0.0863	0.0007	0.0246	0.0002	639.9	13.9	554.5	2.4	533.8	4.1	490.9	12.0	441.1	1183.4
SM-PHB-9	0.0616	0.0004	0.7622	0.0039	0.0897	0.0007	0.0270	0.0002	659.7	12.9	575.3	2.2	554.0	4.2	539.1	9.3	443.6	1202.9
SM-PHB-10	0.0591	0.0004	0.7107	0.0043	0.0872	0.0007	0.0257	0.0002	569.9	15.0	545.2	2.6	539.1	4.2	512.7	8.3	339.1	703.3
SM-PHB-11	0.0593	0.0004	0.7565	0.0042	0.0925	0.0008	0.0254	0.0002	577.9	13.8	572.0	2.4	570.4	4.5	507.5	8.6	454.8	1342.9
SM-PHB-12	0.0633	0.0003	0.7978	0.0035	0.0913	0.0008	0.0286	0.0002	719.6	11.2	595.6	2.0	563.4	4.4	570.3	7.0	387.9	712.9
SM-PHB-13	0.0640	0.0004	0.8436	0.0044	0.0956	0.0008	0.0308	0.0002	740.3	12.7	621.1	2.4	588.8	4.7	613.0	7.0	32.8	93.6
SM-PHB-14	0.0598	0.0004	0.7255	0.0037	0.0879	0.0007	0.0222	0.0001	597.6	12.6	553.9	2.2	543.2	4.3	443.2	7.9	34.4	97.3
SM-PHB-15	0.0655	0.0006	1.0345	0.0084	0.1146	0.0010	0.0397	0.0004	788.8	18.5	721.2	4.2	699.5	5.8	787.0	6.7	247.2	411.0
SM-PHB-16	0.0637	0.0006	0.7994	0.0072	0.0910	0.0008	0.0277	0.0003	731.5	20.6	596.5	4.1	561.6	4.8	552.5	8.1	744.7	1765.3
SM-PHB-17	0.0611	0.0006	0.7377	0.0063	0.0876	0.0008	0.0280	0.0003	641.0	19.7	561.1	3.7	541.5	4.6	558.8	6.3	889.4	1086.0
SM-PHB-18	0.0813	0.0006	0.8771	0.0055	0.0783	0.0007	0.0416	0.0004	1228.3	13.7	639.4	3.0	485.7	4.0	822.8	5.6	1420.4	1465.1
SM-PHB-19	0.0596	0.0004	0.7534	0.0045	0.0917	0.0008	0.0290	0.0002	587.2	14.8	570.2	2.6	565.8	4.4	576.8	7.5	1911.2	1833.6
SM-PHB-20	0.0591	0.0004	0.7526	0.0049	0.0923	0.0008	0.0271	0.0002	572.0	15.9	569.7	2.9	569.0	4.5	539.7	6.8	82.0	2309.2

ادامه جدول ۶-۲

Sample spots	207Pb/206Pb	± σ %	207Pb/235U	±σ%	206Pb/238U	±σ%	208Pb/232Th	±σ%	207Pb/206Pb	±σ%	206Pb/238U	±σ%	207Pb/235U	±σ%	208Pb/232Th	±σ%	[Th] ppm	[U] [a]ppm
Amphibolite																		
SM-AM-1	0.0584	0.0003	0.6996	0.0033	0.0869	0.0007	0.0253	0.0001	545.5	12.6	538.6	2.0	536.9	3.9	504.9	6.7	2208.03	2283.88
SM-AM-2	0.0602	0.0004	0.6814	0.0032	0.0821	0.0006	0.0238	0.0001	611.8	12.4	527.6	1.9	508.3	3.7	475.2	4.2	3277.94	2288.43
SM-AM-3	0.0591	0.0003	0.7163	0.0034	0.0879	0.0007	0.0270	0.0002	571.1	12.6	548.5	2.0	543.0	4.0	538.4	3.9	1890.99	1811.34
SM-AM-4	0.0603	0.0005	0.6448	0.0044	0.0776	0.0006	0.0248	0.0002	614.6	16.7	505.3	2.7	481.5	3.7	495.1	12.1	537.57	518.81
SM-AM-5	0.0814	0.0005	0.6223	0.0034	0.0555	0.0004	0.0520	0.0004	1230.9	12.7	491.3	2.1	347.9	2.6	1024.5	11.8	199.41	1618.54
SM-AM-6	0.0593	0.0004	0.7112	0.0034	0.0869	0.0007	0.0255	0.0002	579.3	13.4	545.4	2.0	537.4	4.0	508.0	1.8	1858.78	1739.59
SM-AM-7	0.0598	0.0003	0.7007	0.0032	0.0850	0.0007	0.0247	0.0001	597.1	12.2	539.2	1.9	525.6	3.9	492.4	5.1	3074.47	2406.59
SM-AM-8	0.0581	0.0004	0.6879	0.0037	0.0859	0.0007	0.0259	0.0002	531.9	14.2	531.5	2.2	531.3	4.0	516.8	3.7	1673.22	1786.32
SM-AM-9	0.0592	0.0003	0.6947	0.0032	0.0851	0.0007	0.0250	0.0001	575.9	12.3	535.6	1.9	526.2	3.9	499.1	2.9	2589.01	2245.8
SM-AM-10	0.0602	0.0004	0.6848	0.0038	0.0825	0.0006	0.0250	0.0002	611.4	14.1	529.7	2.3	510.9	3.8	499.1	3.1	2676.99	2307.33
SM-AM-11	0.0577	0.0006	0.5517	0.0051	0.0694	0.0006	0.0298	0.0003	516.1	21.7	446.1	3.3	432.6	3.5	593.7	11.2	1212.63	1948.44
SM-AM-12	0.0667	0.0006	0.7933	0.0062	0.0863	0.0007	0.0255	0.0002	827.8	18.0	593.0	3.5	533.5	4.2	509.5	5.2	1546.02	1929.72
SM-AM-13	0.0597	0.0004	0.6766	0.0039	0.0823	0.0007	0.0239	0.0002	591.3	14.4	524.7	2.4	509.5	3.9	477.8	6.8	1886.67	2024.45
SM-AM-14	0.0592	0.0004	0.7311	0.0039	0.0896	0.0007	0.0260	0.0002	574.2	13.6	557.2	2.3	553.0	4.2	518.2	7.5	30.15	86.32
SM-AM-15	0.0632	0.0004	0.5922	0.0031	0.0680	0.0005	0.0394	0.0004	714.5	13.0	472.3	2.0	423.9	3.3	780.8	6.6	32.85	93.12
SM-AM-16	0.0587	0.0004	0.7319	0.0038	0.0904	0.0007	0.0272	0.0002	557.1	13.2	557.7	2.2	557.8	4.2	542.4	7.5	314.88	561.51
SM-AM-17	0.0618	0.0004	0.7847	0.0044	0.0921	0.0007	0.0291	0.0002	666.1	13.9	588.2	2.5	568.2	4.3	580.4	7.6	2266.06	2267.78
SM-AM-18	0.0856	0.0005	0.8054	0.0039	0.0682	0.0005	0.0288	0.0002	1329.6	11.3	599.9	2.2	425.5	3.3	574.5	7.7	52.73	384.11
SM-AM-19	0.0583	0.0004	0.6973	0.0037	0.0867	0.0007	0.0261	0.0002	541.1	14.1	537.1	2.2	536.1	4.1	520.5	3.1	2134.07	4892.6
SM-AM-20	0.0590	0.0004	0.6816	0.0035	0.0838	0.0007	0.0247	0.0002	567.5	13.2	527.7	2.1	518.6	4.0	493.8	7.9	2104.84	1813.77
SM-AM-21	0.0589	0.0003	0.6983	0.0034	0.0860	0.0007	0.0253	0.0002	562.7	12.5	537.7	2.0	531.9	4.1	504.1	3.1	30.07	86.59
SM-AM-22	0.0606	0.0006	0.6968	0.0066	0.0834	0.0007	0.0353	0.0006	624.5	22.0	536.9	3.9	516.5	4.3	701.3	7.7	327.94	541.96
SM-AM-23	0.0599	0.0004	0.7155	0.0036	0.0866	0.0007	0.0261	0.0002	601.3	12.8	548.0	2.1	535.3	4.1	521.4	4.0	450.6	457.1
SM-AM-24	0.0594	0.0004	0.6881	0.0035	0.0840	0.0007	0.0248	0.0002	582.8	12.4	531.6	2.1	519.8	4.0	494.9	4.0	853.97	1585.8
SM-AM-25	0.0604	0.0004	0.6879	0.0034	0.0826	0.0007	0.0247	0.0002	617.8	12.5	531.5	2.0	511.6	4.0	492.3	6.0	2002.05	1958.9
SM-28-3-1	0.0611	0.0026	0.8569	0.0346	0.1017	0.0018	0.0335	0.0012	642.4	88.5	628.4	18.9	624.5	10.3	665.8	22.4	107.7	193.97
SM-28-3-2	0.0572	0.0033	0.7665	0.0421	0.0973	0.0021	0.0299	0.0013	497.3	122.3	577.7	24.2	598.2	12.4	595.7	25.7	68.84	112.3
SM-28-3-3	0.0621	0.0030	0.8255	0.0382	0.0964	0.0019	0.0306	0.0014	677.5	100.5	611.1	21.2	593.3	11.0	608.7	28.2	60.54	152.81
SM-28-3-4	0.0595	0.0028	0.8174	0.0365	0.0996	0.0018	0.0317	0.0018	585.1	98.4	606.6	20.4	612.3	10.8	631.3	34.3	43.75	175.3
SM-28-3-5	0.0569	0.0012	0.5177	0.0107	0.0660	0.0007	0.0313	0.0010	486.6	47.4	423.6	7.2	412.0	4.4	623.6	19.7	140.2	1360.07
SM-28-3-6	0.0574	0.0025	0.7501	0.0314	0.0948	0.0016	0.0306	0.0012	506.5	93.9	568.3	18.2	583.8	9.6	608.6	24.2	79.19	198.86
SM-28-3-7	0.0587	0.0023	0.7051	0.0262	0.0872	0.0014	0.0325	0.0015	554.9	82.8	541.8	15.6	538.7	8.2	646.3	28.8	53.56	246.07
SM-28-3-8	0.0582	0.0016	0.7234	0.0191	0.0902	0.0011	0.0293	0.0010	536.7	59.9	552.7	11.2	556.5	6.8	582.8	20.4	106.33	520.9
SM-28-3-9	0.0611	0.0016	0.6703	0.0168	0.0796	0.0010	0.0216	0.0004	640.9	55.7	520.9	10.2	493.9	5.9	431.7	7.1	749.49	601.74
SM-28-3-10	0.0596	0.0028	0.7572	0.0343	0.0922	0.0017	0.0306	0.0012	587.7	99.8	572.4	19.9	568.6	10.1	609.3	22.5	93.2	172.76
SM-28-3-11	0.0807	0.0036	0.9419	0.0391	0.0847	0.0017	0.0327	0.0014	1213.8	84.5	673.9	20.5	523.9	9.8	650.5	26.7	69.12	160.23
SM-28-3-12	0.0580	0.0020	0.7402	0.0249	0.0926	0.0014	0.0278	0.0007	528.0	75.8	562.5	14.5	571.0	8.1	553.9	13.8	249.33	332.16
SM-28-3-13	0.0593	0.0024	0.7765	0.0306	0.0950	0.0016	0.0294	0.0013	576.7	87.2	583.5	17.5	585.2	9.3	584.9	24.6	80.59	238.59
SM-28-3-14	0.0684	0.0034	0.8120	0.0381	0.0861	0.0017	0.0324	0.0015	880.7	99.3	603.6	21.4	532.4	10.3	643.5	28.6	88.54	218.28
SM-28-3-15	0.0594	0.0037	0.7562	0.0451	0.0923	0.0022	0.0342	0.0022	581.8	130.3	571.8	26.1	569.3	12.8	679.5	42.7	50.35	175.2
SM-28-3-16	0.0571	0.0021	0.7164	0.0256	0.0911	0.0014	0.0303	0.0014	493.7	80.8	548.6	15.1	561.7	8.2	604.0	27.9	67.11	332.17

ادامه جدول ۶-۲

Sample spots	207Pb/206Pb	± σ %	207Pb/235U	±σ%	206Pb/238U	±σ%	208Pb/232Th	±σ%	207Pb/206Pb	±σ%	206Pb/238U	±σ%	207Pb/235U	±σ%	208Pb/232Th	±σ%	[Th] ppm	[U] [a]ppm
Metarhyolite																		
SM-222-1-1	0.0590	0.0015	0.7510	0.0177	0.0923	0.0011	0.0325	0.0007	568.7	52.6	568.8	10.2	569.2	6.5	645.7	12.7	63.6	139.9
SM-222-1-2	0.0690	0.0009	0.7809	0.0096	0.0821	0.0008	0.0262	0.0003	900.0	26.7	586.0	5.5	508.5	4.8	522.1	5.9	364.0	576.9
SM-222-1-3	0.0611	0.0006	0.7224	0.0065	0.0858	0.0008	0.0265	0.0003	643.6	20.7	552.1	3.8	530.5	4.7	529.4	5.7	575.3	1846.9
SM-222-1-4	0.0613	0.0009	0.7775	0.0112	0.0920	0.0009	0.0312	0.0004	650.5	32.2	584.1	6.4	567.5	5.5	620.5	8.1	201.5	420.6
SM-222-1-5	0.0713	0.0011	0.8615	0.0120	0.0877	0.0009	0.0246	0.0003	964.9	29.9	630.9	6.5	542.1	5.3	490.7	6.5	310.3	502.7
SM-222-1-6	0.0620	0.0008	0.7249	0.0093	0.0849	0.0008	0.0280	0.0003	673.0	28.8	553.5	5.5	525.3	5.0	558.7	6.6	334.0	647.7
SM-222-1-7	0.0601	0.0005	0.7302	0.0060	0.0882	0.0008	0.0282	0.0003	607.3	19.0	556.7	3.5	544.8	4.8	561.3	5.1	788.8	2158.3
SM-222-1-8	0.0669	0.0009	0.8069	0.0102	0.0876	0.0009	0.0254	0.0003	834.2	27.8	600.7	5.7	541.1	5.2	507.0	6.8	640.5	994.7
SM-222-1-9	0.0645	0.0011	0.7787	0.0123	0.0876	0.0009	0.0303	0.0004	759.1	34.9	584.7	7.0	541.2	5.5	602.3	8.3	1537.6	4140.0
SM-222-1-10	0.0588	0.0005	0.7353	0.0053	0.0908	0.0008	0.0278	0.0003	558.1	16.9	559.7	3.1	560.4	4.9	554.3	4.9	1177.0	2645.9
SM-222-1-11	0.0610	0.0007	0.7298	0.0079	0.0869	0.0008	0.0258	0.0003	637.4	24.7	556.4	4.7	537.2	5.0	514.5	5.3	19919.8	10624.4
SM-222-1-12	0.0575	0.0005	0.7104	0.0060	0.0897	0.0008	0.0306	0.0003	508.8	19.9	545.0	3.6	554.0	4.9	609.5	5.8	318.8	587.0
SM-222-1-13	0.0586	0.0005	0.8315	0.0060	0.1030	0.0009	0.0338	0.0003	552.1	16.8	614.4	3.3	631.9	5.5	671.5	5.5	281.1	559.4
SM-222-1-14	0.0588	0.0005	0.5180	0.0043	0.0640	0.0006	0.0058	0.0001	559.1	19.2	423.8	2.9	399.7	3.6	117.6	1.1	920.6	2140.1
SM-222-1-15	0.0607	0.0010	0.8026	0.0130	0.0961	0.0010	0.0247	0.0004	627.1	36.3	598.3	7.3	591.2	6.0	493.5	7.2	526.6	1160.0
SM-222-1-16	0.0610	0.0010	0.7678	0.0113	0.0913	0.0009	0.0289	0.0004	640.2	33.2	578.5	6.5	563.4	5.6	575.9	7.9	240.8	441.4
Metasandestone																		
SM-102-1	0.0570	0.0023	0.4121	0.0155	0.0524	0.001	0.0168	0.0005	491.5	85.4	350.4	11.1	329.4	5.0	337.0	10.1	240.0	410.7
SM-102-2	0.1101	0.0036	3.7951	0.1176	0.2501	0.005	0.0713	0.0017	1800.8	58.3	1591.7	24.9	1438.7	23.8	1391.2	32.8	145.9	105.7
SM-102-3	0.0531	0.0057	0.2777	0.0282	0.0380	0.001	0.0124	0.0008	331.8	225	248.8	22.4	240.1	8.3	249.2	16.0	217.6	270.2
SM-102-4	0.2413	0.0085	1.6403	0.0488	0.0493	0.001	0.0426	0.0011	3128.5	55.2	985.8	18.8	310.3	6.8	843.5	20.6	118.7	136.1
SM-102-5	0.0634	0.0032	1.1201	0.0541	0.1281	0.003	0.0400	0.0025	722.1	104	763.0	25.9	777.1	15.1	791.9	47.6	62.6	239.3
SM-102-6	0.0608	0.0023	0.6795	0.0248	0.0811	0.001	0.0250	0.0007	630.9	80.4	526.4	15.0	502.7	7.6	498.3	14.0	171.7	251.5
SM-102-7	0.0580	0.0022	0.5868	0.0213	0.0734	0.001	0.0230	0.0007	528.5	81.8	468.8	13.7	456.6	6.8	460.0	12.8	213.3	326.7
SM-102-8	0.0564	0.0143	0.2405	0.0580	0.0309	0.003	0.0096	0.0018	467.3	482	218.8	47.5	196.3	16.1	192.1	35.9	131.0	217.9
SM-102-9	0.0706	0.0066	0.6561	0.0578	0.0675	0.002	0.0207	0.0015	944.4	180	512.2	35.5	420.8	14.6	413.1	29.4	282.5	310.3
SM-102-10	0.0559	0.0021	0.4223	0.0151	0.0548	0.001	0.0169	0.0005	448.9	81.2	357.7	10.8	343.8	5.0	338.2	9.7	336.4	575.0
SM-102-11	0.0958	0.0045	2.6662	0.1175	0.2018	0.005	0.0481	0.0019	1544.7	85.1	1319.1	32.5	1184.8	25.2	948.5	37.2	118.9	118.8
SM-102-12	0.0683	0.0046	0.4340	0.0275	0.0461	0.001	0.0158	0.0008	877.2	133	366.0	19.5	290.5	7.2	317.4	15.9	88.3	140.5
SM-102-13	0.0541	0.0089	0.3636	0.0570	0.0488	0.003	0.0144	0.0018	374.6	333	314.9	42.5	306.9	16.3	288.2	35.6	622.8	1069.9
SM-102-14	0.0805	0.0020	0.8815	0.0201	0.0795	0.001	0.0226	0.0005	1208.5	47.0	641.8	10.8	492.9	6.0	452.5	9.1	527.4	676.4
SM-102-15	0.0707	0.0027	0.5440	0.0197	0.0559	0.001	0.0161	0.0005	947.3	76.8	441.0	13.0	350.3	5.6	322.7	10.0	588.5	851.0
SM-102-16	0.1336	0.0030	4.8333	0.1012	0.2625	0.004	0.0990	0.0030	2145.3	38.3	1790.7	17.6	1502.5	19.6	1908.2	54.6	189.8	532.7

جدول ۶-۳- داده‌های ایزوتوپی Lu–Hf تعیین شده به روش LA -ICPMS بر روی زیرکن‌های جدا شده از واحدهای سنگی مختلف متعلق به مجموعه دگرگونی-آذرین شترکوه.

Sample spot	Age 206Pb/ 238U	176Yb/ 177Hf	2σ	176Lu/ 177Hf	2σ	176Hf/ 177Hf	2σ	$^{176}Hf/^{177}Hf$ i	∑ Hf(0)	∑Hf (t)	T_{DM}(Ma)	f Lu/ Hf
SM-28-6 Micaschist	585.8	0.0142	0.0001	0.0005	0.0000	0.282050	0.000015	0.282044	-25.53	-12.85	3059	-0.98
	549	0.0390	0.0010	0.0014	0.0000	0.282712	0.000020	0.282698	-2.12	9.48	1053	-0.96
	610.6	0.0076	0.0001	0.0003	0.0000	0.282214	0.000021	0.282211	-19.72	-6.38	2509	-0.99
	560.4	0.0367	0.0006	0.0015	0.0000	0.282426	0.000023	0.282410	-12.25	-0.44	1951	-0.96
	560.2	0.0326	0.0015	0.0013	0.0001	0.281259	0.000018	0.281246	-53.50	-41.69	5499	-0.96
	537.5	0.0125	0.0003	0.0005	0.0000	0.281437	0.000035	0.281433	-47.20	-35.56	4973	-0.99
	590	0.0186	0.0003	0.0008	0.0000	0.281520	0.000031	0.281511	-44.28	-31.64	4675	-0.98
	736	0.0131	0.0002	0.0006	0.0000	0.281346	0.000028	0.281338	-50.43	-34.53	5009	-0.98
	411.9	0.0446	0.0021	0.0018	0.0001	0.282588	0.000021	0.282575	-6.50	2.09	1626	-0.95
	579.1	0.0043	0.0001	0.0002	0.0000	0.280897	0.000021	0.280895	-66.30	-53.67	6499	-0.99
	434.5	0.0274	0.0003	0.0010	0.0000	0.282508	0.000029	0.282500	-9.34	-0.07	1834	-0.97
	600.6	0.0110	0.0001	0.0004	0.0000	0.281503	0.000015	0.281498	-44.89	-31.85	4699	-0.99
	411.9	0.0283	0.0002	0.0011	0.0000	0.282361	0.000019	0.282353	-14.54	-5.77	2325	-0.97
	579.1	0.0244	0.0008	0.0009	0.0000	0.281581	0.000021	0.281572	-42.12	-29.73	4506	-0.97
	434.5	0.0266	0.0003	0.0011	0.0000	0.282610	0.000023	0.282601	-5.73	3.52	1512	-0.97
	600.6	0.0231	0.0002	0.0008	0.0000	0.281155	0.000023	0.281146	-57.17	-44.31	5741	-0.98
SM-43-3 Gneiss	521.9	0.0600	0.0011	0.0023	0.0000	0.282274	0.000021	0.282252	-17.61	-6.91	2497	-0.93
	593.6	0.0487	0.0003	0.0018	0.0000	0.282317	0.000018	0.282297	-16.08	-3.72	2264	-0.94
	527.6	0.0533	0.0007	0.0020	0.0000	0.282356	0.000020	0.282337	-14.70	-3.78	2225	-0.94
	563.8	0.0487	0.0003	0.0018	0.0000	0.282365	0.000013	0.282346	-14.39	-2.65	2149	-0.95
	601.3	0.0648	0.0004	0.0024	0.0000	0.282410	0.000030	0.282383	-12.79	-0.49	1982	-0.93
	602.6	0.0665	0.0007	0.0025	0.0000	0.282347	0.000017	0.282319	-15.02	-2.74	2183	-0.92
	501.1	0.0447	0.0011	0.0017	0.0000	0.282403	0.000019	0.282387	-13.05	-2.57	2101	-0.95
	589.9	0.0714	0.0007	0.0027	0.0000	0.282420	0.000020	0.282390	-12.46	-0.51	1976	-0.92
	598.5	0.0330	0.0001	0.0013	0.0000	0.282385	0.000023	0.282370	-13.67	-1.01	2027	-0.96
	602.8	0.0250	0.0011	0.0011	0.0000	0.280832	0.000020	0.280819	-68.62	-55.84	6690	-0.97
	547.3	0.0360	0.0003	0.0014	0.0000	0.282365	0.000014	0.282350	-14.41	-2.87	2158	-0.96
	530.9	0.0592	0.0016	0.0022	0.0001	0.281994	0.000131	0.281972	-27.51	-16.62	3351	-0.93
	574	0.0539	0.0004	0.0021	0.0000	0.282340	0.000015	0.282317	-15.29	-3.43	2225	-0.94
	561.1	0.0303	0.0002	0.0012	0.0000	0.282382	0.000018	0.282369	-13.79	-1.87	2078	-0.96
	526.3	0.0544	0.0003	0.0021	0.0000	0.282364	0.000019	0.282344	-14.42	-3.56	2204	-0.94
	595.6	0.0296	0.0004	0.0012	0.0000	0.282336	0.000016	0.282323	-15.41	-2.76	2180	-0.96
	596.3	0.0667	0.0015	0.0025	0.0000	0.282346	0.000017	0.282318	-15.07	-2.91	2194	-0.93
	585.8	0.0486	0.0005	0.0018	0.0000	0.282371	0.000021	0.282351	-14.17	-1.98	2104	-0.94
	549	0.0596	0.0004	0.0023	0.0000	0.282370	0.000018	0.282347	-14.22	-2.95	2165	-0.93

ادامه جدول ۶-۳

Sample spot	Age 206Pb/ 238U	176Yb/ 177Hf	2σ	176Lu/ 177Hf	2σ	176Hf/ 177Hf	2σ	$^{176}Hf/^{177}Hf$ i	∑ Hf(0)	∑Hf (t)	T_{DM}(Ma)	f Lu/ Hf
SM-95-1 Gneiss	585.8	0.0341	0.0002	0.0013	0.0000	0.282373	0.000018	0.282359	-14.10	-1.71	2080	-0.96
	549	0.0418	0.0003	0.0016	0.0000	0.282380	0.000016	0.282363	-13.87	-2.36	2114	-0.95
	610.6	0.0676	0.0006	0.0025	0.0000	0.282340	0.000021	0.282312	-15.27	-2.82	2195	-0.92
	560.4	0.0428	0.0009	0.0016	0.0000	0.282365	0.000023	0.282348	-14.41	-2.65	2147	-0.95
	560.2	0.0365	0.0005	0.0013	0.0000	0.282430	0.000023	0.282416	-12.11	-0.26	1934	-0.96
	537.5	0.1005	0.0013	0.0042	0.0001	0.282411	0.000018	0.282369	-12.76	-2.40	2110	-0.87
	590	0.0578	0.0004	0.0021	0.0000	0.282385	0.000021	0.282362	-13.67	-1.51	2065	-0.94
	333.1	0.0655	0.0023	0.0021	0.0001	0.282387	0.000042	0.282374	-13.62	-6.77	2361	-0.94
	479.6	0.0615	0.0006	0.0023	0.0000	0.282351	0.000025	0.282331	-14.89	-5.06	2306	-0.93
	595.3	0.0470	0.0016	0.0016	0.0000	0.282438	0.000019	0.282421	-11.80	0.70	1872	-0.95
	243.8	0.0661	0.0010	0.0024	0.0000	0.282386	0.000022	0.282375	-13.66	-8.70	2473	-0.93
	545.9	0.1917	0.0130	0.0053	0.0003	0.282320	0.000041	0.282265	-15.99	-5.90	2424	-0.84
	344.4	0.1634	0.0062	0.0052	0.0002	0.282216	0.000025	0.282182	-19.67	-13.29	2941	-0.84
	504	0.0576	0.0016	0.0022	0.0001	0.282394	0.000029	0.282373	-13.37	-3.02	2142	-0.93
	513.1	0.0660	0.0008	0.0024	0.0000	0.282437	0.000028	0.282414	-11.83	-1.36	2000	-0.93
	527.6	0.0560	0.0005	0.0020	0.0000	0.282326	0.000021	0.282306	-15.78	-4.87	2322	-0.94
	524.7	0.0522	0.0006	0.0020	0.0000	0.282361	0.000018	0.282341	-14.55	-3.68	2214	-0.94
	541.7	0.0533	0.0007	0.0021	0.0000	0.282269	0.000024	0.282248	-17.78	-6.60	2483	-0.94
SSH-4-2 Granite	492.4	0.0595	0.0012	0.0021	0.0000	0.282337	0.000020	0.282318	-15.38	-5.22	1330	-0.94
	518.8	0.0471	0.0009	0.0017	0.0000	0.282271	0.000022	0.282254	-17.71	-6.88	1411	-0.95
	434.9	0.0581	0.0008	0.0021	0.0000	0.282351	0.000018	0.282334	-14.88	-5.92	1309	-0.94
	552	0.0326	0.0007	0.0012	0.0000	0.282326	0.000016	0.282313	-15.78	-4.07	1316	-0.96
	572.4	0.0462	0.0003	0.0018	0.0000	0.282325	0.000020	0.282306	-15.80	-3.85	1335	-0.95
	418.5	0.0437	0.0009	0.0017	0.0000	0.282422	0.000019	0.282409	-12.38	-3.64	1195	-0.95
	414.8	0.0418	0.0016	0.0015	0.0001	0.282402	0.000055	0.282390	-13.08	-4.37	1217	-0.95
	513.6	0.0356	0.0006	0.0013	0.0000	0.282355	0.000020	0.282342	-14.75	-3.89	1278	-0.96
	569.1	0.0359	0.0012	0.0013	0.0000	0.282394	0.000021	0.282380	-13.36	-1.31	1221	-0.96
	627.4	0.0426	0.0005	0.0017	0.0000	0.282388	0.000018	0.282368	-13.57	-0.44	1243	-0.95
	533.6	0.0422	0.0010	0.0016	0.0000	0.282259	0.000024	0.282244	-18.13	-6.94	1422	-0.95
	539	0.1149	0.0017	0.0039	0.0000	0.282303	0.000026	0.282264	-16.59	-6.11	1450	-0.88
	528.8	0.0698	0.0042	0.0024	0.0001	0.282429	0.000033	0.282405	-12.14	-1.32	1207	-0.93
	547	0.1048	0.0010	0.0037	0.0000	0.282279	0.000024	0.282242	-17.43	-6.72	1476	-0.89
	542.1	0.0950	0.0132	0.0029	0.0004	0.282451	0.000040	0.282422	-11.35	-0.45	1192	-0.91
	512.8	0.1053	0.0089	0.0032	0.0002	0.282438	0.000027	0.282407	-11.81	-1.61	1222	-0.90

جدول ۶-۳- داده‌های ایزوتوپی Lu–Hf تعیین شده به روش LA -ICPMS بر روی زیرکن‌های جدا شده از واحدهای سنگی مختلف متعلق به مجموعه دگرگونی-آذرین شترکوه.

Sample spot	Age 206Pb/ 238U	176Yb/ 177Hf	2σ	176Lu/ 177Hf	2σ	176Hf/ 177Hf	2σ	$^{176}Hf/^{177}Hf$ i	∑ Hf(0)	∑Hf (t)	T_{DM}(Ma)	f Lu/ Hf
SM- PHGB	535.2	0.03611	0.0005	0.00144	0.0000	0.282322	0.000023	0.282307	-15.93	-4.65	2307	-0.96
	519.1	0.02773	0.0002	0.00118	0.0000	0.282659	0.000025	0.282647	-4.01	7.02	1255	-0.96
	575.1	0.05590	0.0013	0.00212	0.0000	0.282296	0.000026	0.282274	-16.82	-4.96	2361	-0.94
	520.5	0.05089	0.0006	0.00194	0.0000	0.282314	0.000018	0.282295	-16.21	-5.42	2365	-0.94
	533.8	0.05410	0.0004	0.00209	0.0000	0.282361	0.000018	0.282340	-14.55	-3.54	2208	-0.94
	554	0.04024	0.0004	0.00157	0.0000	0.282322	0.000019	0.282306	-15.90	-4.28	2286	-0.95
	539.1	0.03122	0.0009	0.00122	0.0000	0.282338	0.000018	0.282325	-15.37	-3.93	2246	-0.96
	570.4	0.03536	0.0002	0.00138	0.0000	0.282300	0.000019	0.282285	-16.71	-4.67	2332	-0.96
	563.4	0.05349	0.0010	0.00202	0.0000	0.282355	0.000024	0.282333	-14.76	-3.11	2189	-0.94
	588.8	0.05838	0.0003	0.00224	0.0000	0.282322	0.000018	0.282297	-15.91	-3.82	2269	-0.93
	543.2	0.07654	0.0007	0.00297	0.0000	0.282411	0.000016	0.282381	-12.75	-1.85	2065	-0.91
	699.5	0.03630	0.0005	0.00139	0.0000	0.282356	0.000014	0.282338	-14.71	0.08	1997	-0.96
	561.6	0.04974	0.0022	0.00192	0.0001	0.282422	0.000031	0.282402	-12.37	-0.71	1975	-0.94
	541.5	0.02249	0.0001	0.00091	0.0000	0.282367	0.000019	0.282358	-14.31	-2.72	2140	-0.97
	485.7	0.03662	0.0005	0.00145	0.0000	0.282352	0.000016	0.282339	-14.85	-4.63	2272	-0.96
	565.8	0.05421	0.0010	0.00210	0.0000	0.282397	0.000024	0.282375	-13.26	-1.58	2055	-0.94
	569	0.04769	0.0005	0.00183	0.0000	0.282426	0.000033	0.282407	-12.22	-0.37	1950	-0.94
SM- 311-1 Olivine gabbro	533.9	0.07117	0.0012	0.00261	0.0000	0.282453	0.000022	0.282427	-11.29	-0.45	1934	-0.92
	550	0.03208	0.0003	0.00122	0.0000	0.282541	0.000028	0.282528	-8.19	3.49	1593	-0.96
	478.5	0.01648	0.0004	0.00064	0.0000	0.282494	0.000019	0.282488	-9.84	0.49	1813	-0.98
	570	0.03374	0.0004	0.00128	0.0000	0.282461	0.000024	0.282447	-11.01	1.07	1822	-0.96
	531.9	0.04334	0.0002	0.00161	0.0000	0.282324	0.000033	0.282308	-15.84	-4.69	2309	-0.95
	486.3	0.02630	0.0010	0.00099	0.0000	0.282562	0.000034	0.282553	-7.41	2.98	1596	-0.97
	516.3	0.06462	0.0023	0.00237	0.0001	0.282523	0.000040	0.282500	-8.79	1.77	1724	-0.93
	490.2	0.03122	0.0006	0.00115	0.0000	0.282417	0.000029	0.282407	-12.55	-2.13	2054	-0.97
	530.8	0.01321	0.0001	0.00053	0.0000	0.282424	0.000022	0.282418	-12.32	-0.81	1964	-0.98
	524.1	0.01249	0.0002	0.00049	0.0000	0.282291	0.000035	0.282286	-17.00	-5.63	2387	-0.99
	526.3	0.01814	0.0000	0.00072	0.0000	0.282423	0.000025	0.282416	-12.34	-1.00	1978	-0.98
	523.4	0.03428	0.0011	0.00125	0.0000	0.282417	0.000027	0.282405	-12.55	-1.46	2016	-0.96
	540.7	0.02830	0.0002	0.00107	0.0000	0.282509	0.000026	0.282498	-9.29	2.24	1699	-0.97
	519.7	0.03608	0.0006	0.00131	0.0000	0.282436	0.000028	0.282423	-11.89	-0.90	1964	-0.96
	528.4	0.05036	0.0010	0.00192	0.0000	0.282461	0.000022	0.282442	-11.01	-0.05	1894	-0.94
	570.1	0.01946	0.0003	0.00079	0.0000	0.282472	0.000020	0.282463	-10.62	1.65	1771	-0.98
	491.8	0.05333	0.0012	0.00195	0.0000	0.282410	0.000020	0.282392	-12.80	-2.61	2097	-0.94
	557.1	0.01908	0.0003	0.00075	0.0000	0.282426	0.000034	0.282418	-12.24	-0.24	1931	-0.98
	494.5	0.02649	0.0004	0.00101	0.0000	0.282485	0.000018	0.282476	-10.13	0.43	1830	-0.97
	543.9	0.02204	0.0005	0.00085	0.0000	0.282466	0.000022	0.282457	-10.82	0.85	1824	-0.97

ادامه جدول ۶-۳- داده‌های ایزوتوپی Lu–Hf تعیین شده به روش LA -ICPMS بر روی زیرکن‌های جدا شده از واحدهای سنگی مختلف متعلق به مجموعه دگرگونی-آذرین شترکوه.

Sample spot	Age 206Pb/ 238U	176Yb/ 177Hf	2σ	176Lu/ 177Hf	2σ	176Hf/ 177Hf	2σ	$^{176}Hf/^{177}Hf$ i	∑ Hf(0)	∑Hf (t)	T_{DM}(Ma)	f Lu/ Hf
SM-AM Amphibolite	536.9	0.0993	0.0012	0.0036	0.0000	0.282542	0.000017	0.282506	-8.14	2.42	1680	-0.89
	508.3	0.0668	0.0003	0.0024	0.0000	0.282521	0.000018	0.282498	-8.88	1.49	1744	-0.93
	543	0.0297	0.0008	0.0012	0.0000	0.282520	0.000017	0.282508	-8.92	2.63	1665	-0.96
	481.5	0.0536	0.0008	0.0032	0.0000	0.282483	0.000019	0.282453	-10.23	-0.67	1918	-0.90
	537.4	0.0600	0.0018	0.0022	0.0001	0.282582	0.000020	0.282560	-6.71	4.35	1507	-0.93
	525.6	0.0721	0.0002	0.0026	0.0000	0.282478	0.000019	0.282453	-10.39	0.29	1863	-0.92
	531.3	0.0520	0.0003	0.0019	0.0000	0.282498	0.000016	0.282479	-9.70	1.34	1772	-0.94
	526.2	0.0817	0.0005	0.0030	0.0000	0.282484	0.000019	0.282455	-10.19	0.37	1856	-0.91
	510.9	0.0756	0.0008	0.0028	0.0000	0.282466	0.000017	0.282440	-10.81	-0.50	1923	-0.92
	432.6	0.0676	0.0002	0.0024	0.0000	0.282501	0.000015	0.282481	-9.59	-0.78	1895	-0.93
	533.5	0.0109	0.0001	0.0005	0.0000	0.282554	0.000017	0.282549	-7.72	3.86	1549	-0.98
	509.5	0.0624	0.0004	0.0022	0.0000	0.282439	0.000021	0.282418	-11.76	-1.29	1993	-0.93
	553	0.0134	0.0001	0.0006	0.0000	0.282428	0.000023	0.282422	-12.18	-0.21	1925	-0.98
	423.9	0.0212	0.0002	0.0011	0.0000	0.282449	0.000013	0.282440	-11.43	-2.41	2035	-0.97
	557.8	0.0438	0.0001	0.0016	0.0000	0.282452	0.000018	0.282435	-11.32	0.37	1876	-0.95
	568.2	0.0830	0.0004	0.0030	0.0000	0.282508	0.000025	0.282476	-9.34	2.05	1734	-0.91
	425.5	0.0650	0.0023	0.0026	0.0001	0.282427	0.000019	0.282407	-12.19	-3.56	2138	-0.92
	536.1	0.0671	0.0005	0.0024	0.0000	0.282506	0.000019	0.282481	-9.42	1.52	1759	-0.93
	518.6	0.0621	0.0005	0.0022	0.0000	0.282489	0.000016	0.282467	-10.01	0.64	1826	-0.93
	531.9	0.0835	0.0014	0.0030	0.0000	0.282606	0.000019	0.282575	-5.88	4.76	1466	-0.91
	516.5	0.0048	0.0001	0.0002	0.0000	0.282581	0.000022	0.282579	-6.75	4.56	1475	-0.99
	535.3	0.0817	0.0002	0.0029	0.0000	0.282479	0.000016	0.282449	-10.38	0.38	1860	-0.91
	519.8	0.0746	0.0005	0.0027	0.0000	0.282540	0.000016	0.282514	-8.21	2.32	1677	-0.92
	511.6	0.0824	0.0008	0.0028	0.0000	0.282345	0.000029	0.282318	-15.10	-4.79	2303	-0.92
SM-28-3 Amphibolite	624.5	0.0710	0.0011	0.0026	0.0000	0.282498	0.000016	0.282468	-9.68	3.01	1686	-0.92
	598.2	0.0531	0.0009	0.0020	0.0000	0.282489	0.000022	0.282467	-10.01	2.40	1723	-0.94
	593.3	0.0388	0.0004	0.0014	0.0000	0.282490	0.000023	0.282474	-9.98	2.55	1706	-0.96
	583.8	0.0423	0.0004	0.0015	0.0000	0.282444	0.000017	0.282427	-11.60	0.67	1867	-0.95
	538.7	0.0315	0.0002	0.0011	0.0000	0.282445	0.000020	0.282433	-11.58	-0.12	1908	-0.97
	556.5	0.0563	0.0005	0.0020	0.0000	0.282391	0.000018	0.282369	-13.48	-1.97	2084	-0.94
	568.6	0.0383	0.0007	0.0014	0.0000	0.282416	0.000020	0.282401	-12.59	-0.60	1970	-0.96
	523.9	0.0482	0.0014	0.0018	0.0000	0.282404	0.000019	0.282386	-13.03	-2.10	2074	-0.95
	571	0.0565	0.0026	0.0021	0.0001	0.282452	0.000017	0.282430	-11.32	0.48	1876	-0.94
	585.2	0.0800	0.0010	0.0030	0.0000	0.282458	0.000016	0.282425	-11.10	0.64	1871	-0.91
	532.4	0.0543	0.0002	0.0020	0.0000	0.282449	0.000024	0.282429	-11.42	-0.40	1928	-0.94
	569.3	0.0465	0.0014	0.0017	0.0001	0.282400	0.000019	0.282382	-13.14	-1.25	2029	-0.95
	561.7	0.0594	0.0014	0.0022	0.0000	0.282516	0.000026	0.282493	-9.04	2.52	1687	-0.93

ادامه جدول ۶-۳- داده‌های ایزوتوپی Lu–Hf تعیین شده به روش LA -ICPMS بر روی زیرکن‌های جدا شده از واحدهای سنگی مختلف متعلق به مجموعه دگرگونی-آذرین شترکوه.

Sample spot	Age 206Pb/ 238U	176Yb/ 177Hf	2σ	176Lu/ 177Hf	2σ	176Hf/ 177Hf	2σ	$^{176}Hf/^{177}Hf$ i	∑ Hf(0)	∑Hf (t)	T_{DM}(Ma)	f Lu/ Hf
SM-222-1 Metarhyolite	569.2	0.0479	0.0011	0.0018	0.0000	0.282426	0.000019	0.282407	-12.25	-0.38	1192	-0.95
	508.5	0.0330	0.0012	0.0013	0.0000	0.282353	0.000026	0.282341	-14.83	-4.06	1278	-0.96
	530.5	0.0718	0.0010	0.0026	0.0000	0.282379	0.000023	0.282354	-13.88	-3.11	1287	-0.92
	567.5	0.0402	0.0012	0.0015	0.0000	0.282331	0.000018	0.282315	-15.60	-3.65	1317	-0.96
	542.1	0.0422	0.0002	0.0015	0.0000	0.282383	0.000027	0.282368	-13.75	-2.36	1245	-0.95
	525.3	0.0301	0.0002	0.0011	0.0000	0.282328	0.000023	0.282317	-15.69	-4.53	1309	-0.97
	544.8	0.0491	0.0009	0.0018	0.0000	0.282326	0.000019	0.282307	-15.77	-4.44	1337	-0.94
	541.1	0.1130	0.0017	0.0039	0.0000	0.282010	0.000090	0.281971	-26.94	-16.44	1891	-0.88
	541.2	0.1220	0.0011	0.0044	0.0000	0.282344	0.000021	0.282300	-15.14	-4.78	1407	-0.87
	560.4	0.0268	0.0001	0.0011	0.0000	0.281483	0.000020	0.281472	-45.58	-33.66	2476	-0.97
	537.2	0.0312	0.0006	0.0011	0.0000	0.282370	0.000020	0.282358	-14.23	-2.81	1251	-0.97
	554	0.0573	0.0013	0.0021	0.0000	0.282323	0.000022	0.282301	-15.89	-4.45	1350	-0.94
	631.9	0.0546	0.0005	0.0020	0.0000	0.282346	0.000022	0.282321	-15.08	-2.01	1316	-0.94
	591.2	0.0351	0.0003	0.0013	0.0000	0.282383	0.000033	0.282368	-13.77	-1.26	1238	-0.96
	563.4	0.0216	0.0001	0.0008	0.0000	0.282323	0.000029	0.282314	-15.90	-3.80	1306	-0.97
SM-102-1 Metasandestone	777.1	0.0369	0.0006	0.0013	0.0000	0.282416	0.000020	0.282397	-12.58	3.89	1192	-0.96
	502.7	0.0587	0.0019	0.0022	0.0001	0.282350	0.000045	0.282329	-14.92	-4.59	1315	-0.93
	456.6	0.0356	0.0002	0.0013	0.0000	0.282438	0.000024	0.282427	-11.83	-2.17	1160	-0.96
	420.8	0.0510	0.0014	0.0018	0.0000	0.282563	0.000023	0.282549	-7.39	1.37	996	-0.95
	343.8	0.0353	0.0009	0.0011	0.0000	0.282182	0.000104	0.282175	-20.87	-13.57	1512	-0.97
	290.5	0.0874	0.0010	0.0030	0.0000	0.282485	0.000034	0.282468	-10.16	-4.36	1147	-0.91
	306.9	0.0431	0.0002	0.0015	0.0000	0.281786	0.000032	0.281778	-34.87	-28.44	2083	-0.96
	492.9	0.0347	0.0002	0.0012	0.0000	0.282781	0.000031	0.282770	0.33	10.79	671	-0.96
	350.3	0.0152	0.0007	0.0006	0.0000	0.281417	0.000019	0.281413	-47.91	-40.38	2536	-0.98

جدول ۶-۴- مقادیر REE زیرکن‌های نمونه‌های مجموعه دگرگونی شترکوه که به روش LA-ICPMS اندازه‌گیری شده و توسط نرم‌افزار GLITTER پردازش یافته است.

Sample	**Mecaschist- SM-28-6**														
Ti^{47}	1832.56	1854.82	1822.05	1842.91	1950.16	1697.56	1851.09	1852.75	1733.97	1711.42	1508.62	1738.7	1841.04	1850.63	1830.4
Ti^{49}	40.83	49.23	<10.89	<9.98	<11.20	16.8	22.86	<10.96	<16.45	<16.84	<21.33	629.63	<25.67	38.33	18.35
V^{51}	3.52	5.65	1.33	0.511	0.451	1.15	0.45	0.225	1.12	0.65	<0.42	82.39	0.79	4.8	1.03
Rb^{85}	9.63	11.92	7.33	6.77	8.42	7.26	8.96	8.74	9.58	10.99	11.2	65.53	15.04	9.06	7.86
Sr^{88}	0.612	1.62	3.09	1.8	0.717	0.493	0.26	0.343	0.94	0.392	0.33	44.93	1.01	3.16	4.4
Y^{89}	790.34	713.07	766.9	152.47	1177.4	1628.49	715.56	1005.3	2243.37	804.12	438.6	635.63	1111.51	592.59	1686.61
Zr^{90}	577217.3	595196.6	589572.1	602320.6	637932.2	550877.6	632470.1	639151.5	604543.3	582400.3	514275	374480.7	611100.9	581784.1	590549.8
Zr^{92}	370073.9	381810.2	380861.4	383522.2	404010	352833.7	407562.4	410189.2	388683.4	374214	329438.9	240018.3	392832.4	371043.8	371277.6
Nd^{146}	2.78	4.45	1.961	0.863	1.128	0.71	3.66	0.906	10.68	12.37	0.604	1.507	3.21	2.27	2.48
Cs^{133}	0.098	0.151	<0.077	<0.062	<0.057	<0.056	<0.064	<0.058	<0.098	<0.072	<0.141	0.967	<0.140	0.108	0.082
Ba^{137}	2.92	16.72	3.28	0.84	<0.44	<0.31	0.53	<0.27	<0.72	<0.55	0.41	719.96	<1.33	27.71	4.42
La^{139}	5.56	1.92	3.81	0.043	0.35	0.056	<0.063	<0.049	0.109	0.051	0.086	<0.083	0.4	5.01	27.24
Ce^{140}	25.17	33.51	33.84	3.35	18	13.03	7.31	1.46	79.38	13.36	4.31	8.58	13.73	54.27	86.06
Pr^{141}	1.461	1.335	1.755	0.068	0.138	0.383	0.098	0.068	0.375	0.124	0.063	0.104	0.68	1.531	8.03
Nd^{146}	7.78	7.29	11	0.76	1.25	6.15	1.3	1.47	5.87	1.66	0.66	0.83	6.63	10.48	37.23
Sm^{147}	5.72	6.14	6.33	3.38	4.08	11.47	4.24	6.77	12.54	3.35	1.83	2.96	9.11	8.92	14.3
Eu^{153}	0.593	1.34	1.26	0.58	0.428	2.18	0.355	0.166	2.15	0.2	0.45	1.56	0.48	1.67	1.56
Gd^{157}	17.45	15.71	14.46	8.47	19.5	44.86	15.03	30.19	51.26	14.29	6.75	81.58	22.39	24.26	34.77
Tb^{159}	6.8	4.61	5.51	2.57	9.14	15.6	5.82	12.12	19.88	6.48	3.09	4.61	8.52	6.86	12.27
Dy^{163}	76.58	53.66	64.61	19.57	110.35	169.16	72.72	121.06	228.11	76.45	37.48	60.62	98.74	63.95	151.24
Ho^{165}	28.17	21.49	24.64	5.15	41.19	58.66	25.77	35.14	83.57	29.56	13.69	22.43	36.75	19.72	59.03
Er^{166}	121.35	113.13	118.67	17.3	172.24	245.21	112.97	122.51	359.08	133.67	64.03	98.41	149.04	77.87	272.12
Tm^{169}	26.1	30.56	29.82	3.44	37.62	50.41	24.4	23.19	76.4	29.9	16.32	21.78	33.6	16.37	61.55
Yb^{172}	256.79	363.23	337.18	32.12	374.8	484.4	245.7	200.54	751.68	302.47	174.09	215.17	315.07	162.08	644.38
Lu^{175}	45.01	71.08	59.35	5.41	61.13	74.48	38.25	28.41	117.42	48.16	33.56	36.01	53.36	26.65	109.16
Hf^{178}	10014.07	12314.39	12136.66	12673.84	12715.16	8821.37	11011.77	15321.77	10282.52	12369.33	11093.85	6667.13	12992.56	11684.27	11059.55
Ta^{181}	0.882	3.43	1.144	0.482	0.441	0.22	1.104	0.626	3.39	5.28	0.344	0.403	1.5	0.966	0.997
Pb^{204}	<1.60	2.99	2.67	<1.31	<1.65	<1.37	<2.51	<1.85	<1.40	<2.10	5.5	<2.92	<3.50	<2.12	<1.58
Pb^{206}	128.33	1455.89	228.45	1240.45	221.97	85.5	75.05	783.06	273.82	159.63	136.11	83.66	904.58	263.57	176.86
Pb^{207}	10.56	242.89	15.21	322.63	17.57	6.51	6.03	98.58	19.55	20.73	9.87	8.32	155.79	17.94	13.49
Pb^{208}	12.94	66.68	14.33	14.18	13.46	10.82	6.58	14.53	49.77	7.29	4.72	7.72	60.63	34.2	19.23
Th^{232}	155.27	667.28	186.85	48.8	125.14	130.68	64.61	72.78	795.76	31.55	36.34	48.99	225.8	518.52	174.63
U^{238}	255.54	1317.33	786.86	634.95	398.21	153.46	119.66	592.31	671.81	174.38	589.09	305.25	817.44	674.95	269.46
U/Th	1.645778	1.974179	4.211185	13.01127	3.182116	1.174319	1.852035	8.138362	0.844237	5.5271	16.21051	6.230863	3.620195	1.301686	1.543034
Eu/Eu*	0.18	0.42	0.4	0.33	0.15	0.3	0.14	0.04	0.26	0.09	0.39	0.31	0.1	0.35	0.22

ادامه جدول ۶-۴

Sample	Gneiss (SM-43-1)														
	2383.86	1883.07	1631.7	1794.66	2908.98	2519.17	1932.07	2361.14	2088.43	2204.68	1919.09	2086.04	1906.98	1951.46	1875.93
Ti^{47}	20.49	14.3	3.44	1.35	1137.55	752.44	11.98	428.15	10.49	10.78	11.85	12.5	22.55	11.99	6.47
Ti^{49}	0.294	2.37	3.01	<0.046	3.27	2.35	0.291	8.4	0.163	0.465	14.8	3.36	3	0.573	0.194
V^{51}	1.59	1.86	1.327	1.27	1.141	1.58	0.736	6.69	0.581	1.38	1.48	1.29	2.09	1.65	0.784
Rb^{85}	1.59	1.623	50.61	1.385	0.817	1.359	0.494	8.62	2.35	1.142	33.57	11.59	22.81	1.432	0.447
Sr^{88}	2823.74	2820.28	2641.37	2432.39	2261.19	3330.89	1430.76	1058.34	860.39	2449.34	2073.51	1865.85	2775.46	3015.69	1185.64
Y^{89}	577486.2	478115	419344.5	470533.7	489011.3	475230.4	496626.3	505015.5	556507.9	571781.3	508888.3	516136.7	511521.3	525764.2	501893.8
Zr^{90}	364009.8	300271.4	263343.1	298370.7	307201.8	298595.9	310499.7	318829.7	345954.5	359213.3	319580.8	322809.8	325158.7	331637	316846.2
Zr^{92}	11.02	2.92	6.45	12.1	10.29	5.46	4.48	10.82	4.5	3.15	14.04	5.52	13.14	7.21	4.53
Nd^{146}	<0.077	0.069	<0.069	<0.046	<0.058	<0.064	<0.053	0.218	<0.061	<0.065	<0.067	<0.047	0.059	<0.050	<0.032
Cs^{133}	0.88	3.09	2.8	<0.53	<0.37	0.64	<0.43	65.36	0.48	0.75	3.58	1.49	2.4	0.65	<0.30
Ba^{137}	0.913	1.88	13.45	0.13	<0.056	2.58	0.085	0.713	0.061	<0.055	1.372	8.63	19.89	1.433	<0.027
La^{139}	24.26	22.84	53.97	12.6	22.45	29.17	14.51	12.98	4.28	8.77	12.86	37.02	64.6	16.59	8.27
Ce^{140}	0.47	1.104	6.92	0.148	0.172	1.572	0.125	0.902	0.055	0.297	0.693	4.84	8.01	0.858	<0.035
Pr^{141}	4.37	11.26	48.97	1.41	3.66	13.06	2.19	5.93	0.51	5.78	3.69	29.65	49.41	6.54	0.96
Nd^{146}	8.6	15.79	32.71	4.54	9.23	16.87	5.56	6.27	1.72	10.7	5.6	16.25	25.12	9.28	2.81
Sm^{147}	0.99	2.02	1.7	0.237	1.174	1.74	0.624	1.14	0.197	1.1	0.424	0.844	0.944	0.822	0.285
Eu^{153}	53.6	78.04	83.46	36.98	53.28	79.53	30.05	16.75	11.1	62.94	29.9	43.62	70.35	56.32	18.27
Gd^{157}	21.79	26.53	24.42	16.14	19.3	26.52	11.37	6.62	4.97	21.3	13.25	14.34	23.17	22.3	7.89
Tb^{159}	275.58	304.53	263.42	217.85	228.38	308.69	139.59	80.51	67.67	251.99	182.68	178.86	272.75	285.13	105.37
Dy^{163}	107.8	109.63	97.12	87.27	86.55	111.91	53.79	32.38	29.9	93.19	76.11	67.48	103.49	111.52	42.39
Ho^{165}	469.23	453.24	418.91	395.65	362.51	461.61	233.59	164.23	144.16	393.85	346.47	300.14	453.23	495.44	198.62
Er^{166}	102.83	94.81	91.71	89.75	77.58	95.2	51.81	42.01	35.99	84.13	78.88	67.95	97.99	107.94	45.03
Tm^{169}	995.78	883.99	892.78	885.95	758.58	904.65	505.63	485.44	393.29	803.87	788.04	690.54	965.4	1056.82	461.2
Yb^{172}	163.02	140.04	145.49	141.29	116.84	139.08	79.41	89.91	69.69	128.03	129.44	109.63	153.02	168.54	75.82
Lu^{175}	11944.46	7563.64	8654.46	15370.53	8723.5	8353.43	8892.28	10760.63	12746.98	8870.98	12929.82	12690.38	11864.4	10797.75	10659.68
Hf^{178}	2.97	0.643	2.015	4.25	1.634	0.867	1.191	6.9	2.74	0.909	6.2	2.52	4.57	2.093	1.921
Ta^{181}	<1.61	1.76	<1.58	<1.36	<1.05	<1.35	1.51	2.56	<1.98	<1.82	<2.17	3.34	1.21	1.94	<1.26
Pb^{204}	455.74	215.25	433.92	548.77	313.15	238.58	204.51	1120.62	472.85	222.75	459.61	376.17	624.27	442.22	279.77
Pb^{206}	28.68	13.82	28.81	35.1	19.84	15.14	13.23	163.56	61.54	14.68	33.83	26.96	40.96	28.72	17.94
Pb^{207}	35.64	22.99	34.47	27.97	36.59	26.29	18.97	33.27	10.22	19.89	25.4	19.74	33.36	26.6	15.63
Pb^{208}	639.92	367.68	567.93	425.97	669.91	541.07	336.02	435.03	103.66	312.38	547.76	324.84	555.59	440.33	236.86
Th^{232}	1320.95	547.72	1083.63	1364.46	860.98	676.91	554.72	1467.82	644.18	595.59	1313.38	1033.52	1567.5	1108.6	677.39
U^{238}	2.064242	1.489665	1.908034	3.203183	1.285217	1.251058	1.650854	3.374066	6.214355	1.90662	2.397729	3.181628	2.821325	2.517657	2.859875
U/Th	0.14	0.18	0.1	0.06	0.16	0.15	0.15	0.34	0.14	0.13	0.1	0.1	0.07	0.11	0.12
Eu/Eu*	2383.86	1883.07	1631.7	1794.66	2908.98	2519.17	1932.07	2361.14	2088.43	2204.68	1919.09	2086.04	1906.98	1951.46	1875.93

ادامه جدول ۶-۴

Sample	Gneiss (SM-95-1)														
Ti^{47}	1698.94	1614.66	1941.03	1773.41	2105.54	1662.15	1838.72	1747.39	2022.22	1864.85	1958.68	1842.45	1825.79	1917.41	1919.16
Ti^{49}	1.49	<5.38	<11.73	<10.04	<12.02	<9.74	<14.58	<11.68	<11.94	<12.47	<11.34	13.82	19.35	<12.62	4.43
V^{51}	<0.069	0.258	0.685	0.55	0.5	0.331	0.56	0.53	0.56	0.48	0.314	2.05	1.16	0.364	0.507
Rb^{85}	0.631	5.93	9.51	9.1	10.33	8.61	9.97	9.53	7.17	6.04	6.29	2.42	9.51	6.87	1.54
Sr^{88}	0.858	1.525	1.321	2.61	1.98	1.458	1.45	6.21	0.814	1.6	1.8	2.03	1.97	1.23	1.594
Y^{89}	1425.13	8572.61	3369.19	2358.89	2345.95	3042.22	6807.43	8235.97	1289.93	2968.83	2896.36	4016.57	4263.61	1325.12	2981.69
Zr^{90}	467902.9	517308.6	609283.1	554485.6	645337.3	527194.6	582037	556714.5	649923	588069.2	625804	483395.8	581566.6	624743.8	513552.1
Zr^{92}	295840.9	326700	387221.7	348929.7	413178.2	332559.3	371353.5	358234.7	412611.7	368958.5	401667.2	303675.3	371079.5	394508	324493.2
Nd^{146}	5.78	10.91	20.07	3.82	7.04	10.19	22.69	109.04	5.89	17.89	17.61	36.13	36.86	4.07	21.73
Cs^{133}	<0.033	<0.028	0.071	<0.057	<0.068	<0.053	<0.083	<0.072	<0.058	<0.060	<0.089	<0.142	0.772	<0.074	<0.056
Ba^{137}	<0.32	0.211	6.93	3.58	0.88	6.08	<0.64	12.1	3.91	0.67	<0.44	<1.65	1.36	<0.57	<0.61
La^{139}	3.07	1.205	0.636	4.41	5.06	0.131	0.437	0.76	1.57	6.93	4.22	6.67	2.99	4.21	0.352
Ce^{140}	17.76	14.75	20.49	16.13	25.67	9.8	19.64	24.86	16.48	22.83	26.84	39.19	33.37	20.89	13.76
Pr^{141}	1.558	1.108	0.476	1.578	2.48	0.202	0.614	0.381	1.277	1.73	1.802	3.21	1.306	2.14	0.444
Nd^{146}	8.39	16.66	4.77	10.64	14.62	3.57	7.94	3.56	7.02	10.02	10.42	21.18	8.38	11.84	3.57
Sm^{147}	6.21	77.75	10.77	14.71	12.46	13.2	27.28	11.99	5.59	16.16	8.07	29.51	13.09	8.57	8.68
Eu^{153}	0.233	27.18	0.628	1.39	1.19	3.12	5.57	0.37	0.512	2.98	0.464	4.3	0.541	0.751	0.754
Gd^{157}	24.63	430.31	60.79	59.6	46.59	79.67	139.95	80.99	23.24	77.45	47.17	112.83	71.34	25.44	48.4
Tb^{159}	9.77	127.19	25.51	22.29	18.22	30.9	61.31	38.56	9.1	29	20.38	34.67	30.44	9.48	21.04
Dy^{163}	128.98	950.26	330.36	257.29	217.84	318.79	661.96	531.43	119	321.99	276.66	359.93	388.69	121.29	264.69
Ho^{165}	51.26	243.52	127.94	90.01	83.67	110.75	214.99	224.57	47.62	111.61	109.65	125.81	150.4	48.46	106.57
Er^{166}	232.63	833.35	561.92	382.93	385.92	461.9	847.07	1075.45	208.82	478.88	489.93	560.2	677.34	215.28	482.21
Tm^{169}	53.27	164	124.46	81.49	84.62	96.75	168.94	253.39	48.82	103.55	107.52	132.43	145.99	49	112.73
Yb^{172}	540.26	1517.66	1201.13	787.67	824.9	956.46	1523.42	2622.3	497.69	1009.74	1059.07	1408.68	1433.06	496.1	1151.74
Lu^{175}	86.99	214.47	190.64	124.94	142.81	145.65	239.5	439.01	79.45	159.99	167.49	274.92	223.73	81.32	201.62
Hf^{178}	10026.58	18582.85	20888.45	10487.45	16613.46	16643.19	14303.44	22463.62	12046.32	12741.02	19888.18	20539.41	13513.59	11811.26	17050.09
Ta^{181}	2.266	4.03	7.34	1.137	2.73	3.62	8.23	32.38	3.07	3.88	6.62	78.09	9.13	1.619	27.75
Pb^{204}	1.45	0.65	<1.14	<1.54	<1.38	<1.47	<1.67	4.89	<1.70	<2.40	<2.04	4.38	1.77	<2.11	2.99
Pb^{206}	347.61	647.38	795.91	240.39	406.98	517.75	948.12	2004.67	270.93	559.45	733.26	1124.7	1202.13	231.39	904.55
Pb^{207}	22.22	41.34	51.61	15.51	26.61	34.58	61.49	130.03	17.27	36.48	47.48	74.54	76.89	15.18	58.7
Pb^{208}	17.93	32.19	42.79	14.25	19.44	24.15	43.47	93.32	13.94	26.29	36.25	32.68	129.4	12.69	36.5
Th^{232}	283.86	598.28	820.69	269.51	359.45	419.21	810.2	2699.27	233.65	461.73	691.74	535.61	3787.9	214.55	590.46
U^{238}	848.93	2852.47	2366.24	701.27	1152.99	1474.73	2611.46	11650.19	737.59	1453.12	2145.14	3004.08	4888.46	635.97	2416.13
U/Th	2.990664	4.767784	2.883232	2.602018	3.207651	3.517879	3.223229	4.316052	3.156816	3.147121	3.101078	5.608708	1.290546	2.964204	4.091945
Eu/Eu*	0.06	0.46	0.08	0.14	0.15	0.3	0.28	0.04	0.14	0.26	0.07	0.23	0.05	0.16	0.11

ادامه جدول ۶-۴

Sample	Gabrodiorite (SM-311-1)														
Ti^{47}	1934.24	1997.96	1982.42	1990.91	2007.64	2123.61	2048.05	1918.57	2094.49	1952.71	2117.25	1814.16	1960.09	2102.21	1963.73
Ti^{49}	44.96	10.66	19.02	10.46	9.48	9.42	35.08	5.95	5.82	8.58	8.2	7.67	9.11	8.77	8.41
V^{51}	3.56	1.185	0.777	2.436	1.439	0.909	3.5	0.968	1.69	1.483	3.44	0.776	0.91	1.15	0.534
Rb^{85}	1.61	0.74	2.704	0.861	1.925	0.771	3.4	0.613	0.53	1.329	0.69	0.649	0.889	1.24	0.459
Sr^{88}	1.69	1.187	0.73	1.364	0.849	0.574	1.596	0.584	0.62	1.018	0.727	0.427	0.65	0.47	0.333
Y^{89}	2622.54	986.9	744.33	1690.34	1952.36	2079.36	2534.91	1007.09	561.67	3001.59	1239.57	1472.58	2030.14	1788.5	994.84
Zr^{90}	361579.4	405511.2	407777.8	411836.3	416068.8	430820.1	416795.9	395301.1	417859	394431.5	438021.2	359796.3	406765.9	418677.9	394791.5
Zr^{92}	217241.2	240450.8	243731.7	244885	247960.7	258888.5	252167	235147.7	240157.9	238479.8	263410.4	216352.7	244416	251102.6	236015.2
Nd^{146}	1.282	1.124	1.109	1.124	1.262	1.026	1.644	1.77	0.69	6.25	0.685	1.179	1.131	1.27	1.084
Cs^{133}	<0.027	0.0343	0.128	0.0328	0.0482	0.0153	0.248	<0.0183	<0.080	<0.0209	0.0357	<0.0202	0.0245	0.026	<0.0172
Ba^{137}	1.73	4.95	2.63	2.05	0.414	0.164	4.57	0.653	<0.73	0.41	2	<0.178	0.244	0.62	0.098
La^{139}	0.063	0.144	0.911	0.215	0.106	<0.025	0.502	0.0417	<0.068	0.1	0.047	0.035	0.064	<0.029	<0.0241
Ce^{140}	24.02	16.24	14.85	19.98	21.2	22.23	24.42	16.22	9.19	90.44	13.3	16.17	17.85	23.48	13.85
Pr^{141}	0.39	0.119	0.231	0.247	0.276	0.197	0.468	0.053	<0.062	0.31	0.088	0.182	0.309	0.157	0.105
Nd^{146}	5.66	1.465	1.54	3.32	4.09	4	6.26	1.092	1.26	4.92	2.03	3.18	5.06	2.41	1.72
Sm^{147}	10.21	3.14	2.31	6.26	7.61	8.51	10.24	2.37	0.56	9.13	4.75	5.55	8.33	6.75	3.06
Eu^{153}	1.13	0.436	0.338	0.898	0.812	0.901	1.386	0.374	0.31	1.259	0.724	0.641	1.209	1.32	0.45
Gd^{157}	50.73	16.83	12.7	34.33	39.24	45.36	54.65	14.64	8.14	53.34	25.27	28.94	42.64	37.82	18.21
Tb^{159}	19.1	6.46	4.93	12.94	14.6	16.27	20.49	6.07	3.26	21.46	9.26	10.91	15.63	13.67	6.95
Dy^{163}	225.98	81.61	60.37	154.05	173.55	190.8	241.23	78.92	43.08	254.8	107.54	130.25	184.91	151.41	82.09
Ho^{165}	91.03	32.95	25.17	60.26	69.61	73.75	92.22	33.07	18.2	101.23	42.86	51.05	71.81	61.6	33.57
Er^{166}	381.7	149.45	114.55	255.51	299.27	316.32	384.41	156.42	88.14	438.68	180.73	223.29	307.58	266.79	148.34
Tm^{169}	79.19	33.63	26.12	53.61	63.43	66.29	81.48	35.74	19.83	96.92	39.96	47.45	65.34	56.65	33.17
Yb^{172}	683.56	325.82	260.72	505.4	590.42	611.31	733.56	356.92	205.77	911.95	374.35	441.47	594.12	567.15	317.43
Lu^{175}	123.06	56.44	45.19	83.05	96.37	102.32	121.39	63.57	41.14	151.23	63.1	75.89	99.22	93.59	54.71
Hf^{178}	8807.1	10585.64	9678.67	9587.11	9910.24	11549.62	9947.11	11908.34	10463.24	11877.11	10330.71	8980.52	8966.49	10402.79	8986.56
Ta^{181}	0.583	0.535	0.607	0.537	0.709	0.613	0.735	1.182	1.04	3.18	0.397	0.685	0.626	0.656	0.584
Pb^{204}	<0.81	1.71	0.55	1.39	0.54	0.9	2.04	0.66	6.5	0.97	4.03	0.8	<0.47	1.62	<0.42
Pb^{206}	242.54	144.52	130.23	146.19	180.38	135.23	185.21	270.94	167.07	896.88	95.4	163.19	163.85	224.87	122.59
Pb^{207}	15.83	11.28	8.6	10.45	11.97	8.53	13.3	17.47	10.3	58.01	9.44	10.36	11	14.39	7.83
Pb^{208}	48.94	21.29	15.43	25.2	30.37	21.59	37.08	31.57	6.21	248.04	16.86	24.33	29.49	38.56	16.31
Th^{232}	831.5	406.1	312.07	490.75	610.45	482.01	727.61	622.5	118.63	5191.02	294.41	474.14	609.77	820.37	304.63
U^{238}	604.42	426.77	392.01	436.57	532.68	412.71	558.11	753.48	543.39	2583.95	295.23	450.3	489.82	723.29	334.13
U/Th	0.726903	1.050899	1.25616	0.889598	0.872602	0.856227	0.767046	1.21041	4.580545	0.497773	1.002785	0.949719	0.803286	0.881663	1.096839
Eu/Eu*	0.15	0.18	0.19	0.19	0.14	0.14	0.18	0.2	0.45	0.18	0.2	0.16	0.2	0.25	0.19

ادامه جدول ۶-۴

Sample	Gabbrodiorite (SM-phlog)														
Ti^{47}	1851.57	1761.16	1798.89	1800.52	1743.42	1752.9	1800.84	1793	1793.09	2106.85	1844.15	1894.79	3613.47	1661.09	2003.36
Ti^{49}	1.71	126.59	16.71	49.6	2.52	12.31	14.65	3.82	8.12	3.35	165.35	18.48	2005.42	8.14	4.71
V^{51}	0.645	7.4	1.259	3.51	1.809	3.63	0.309	1.321	0.683	30.66	8.64	0.978	1.224	0.379	0.246
Rb^{85}	0.987	7.07	1.882	1.755	1.351	2.308	0.939	1.043	1.016	1.4	8.21	0.319	10.48	1.272	0.998
Sr^{88}	0.955	15.66	21.01	7.69	1.779	1.967	1.237	1.287	0.806	12.93	1.676	0.7	3.97	44.68	7.33
Y^{89}	2333.89	1875.62	3541.67	4295.18	2612.06	5164.65	1271.96	1037.18	1940.61	3276.24	2708.45	728.89	2461.82	2371.34	2321.93
Zr^{90}	401818.9	361421.9	385722.7	374806	368718.3	371814.8	385719.5	380403.8	381915.2	458300.1	363138.9	410475.6	367758.9	358134.8	430528.3
Zr^{92}	243962	218000.4	235060.7	228061.9	225682.7	228591.5	236583.3	231466.1	231761.4	290371.8	218727.7	246689.5	224426.5	215389.9	260479.5
Nd^{146}	12.05	7.18	12.98	24.11	13.58	16.01	2.182	1.864	4.49	28.77	11.68	0.463	18.66	8.36	4.64
Cs^{133}	<0.0147	0.305	0.037	<0.0174	0.0453	0.0198	0.0367	0.0155	0.0176	0.18	0.327	<0.0152	1.004	0.0281	0.0285
Ba^{137}	0.8	8.79	1.35	3.05	2.64	1.36	2.42	1.59	0.69	0.96	9.78	<0.148	4.33	4.05	0.27
La^{139}	1.142	0.625	80.05	14.21	0.301	0.185	0.157	1.581	0.213	6.87	0.244	0.045	2.99	2.322	2.18
Ce^{140}	14.33	15.16	191.63	91.78	14.27	35.27	5.05	10.68	10.16	36.31	12.44	2.87	22.72	15.17	19.32
Pr^{141}	0.524	0.554	24.45	11.6	0.213	0.317	0.346	0.632	0.094	4.08	0.17	0.0436	1.314	1.384	1.312
Nd^{146}	3.6	5.11	128.17	63.14	1.81	5.82	5.46	4.95	2.13	24.25	1.77	0.754	10.79	10.89	12.3
Sm^{147}	5.41	7.55	38.21	39.26	4.83	15.65	7.48	4.97	4.6	26.49	4.24	1.34	10.95	9.93	14.54
Eu^{153}	0.296	0.615	1.098	2.346	0.278	0.909	0.752	0.613	0.635	2.3	0.271	0.548	1.043	0.473	2.28
Gd^{157}	35.64	40.48	84.9	93.54	40.49	101.95	34.38	23.65	31.23	77.97	40.15	10.35	52.84	41.56	67.37
Tb^{159}	15.4	14.69	27.14	33.98	17.36	38.56	11.47	8.36	12.92	26.2	17.97	4.04	19.11	16.36	21.58
Dy^{163}	210.72	181.23	330.9	402.97	236.42	487.05	128.3	98.5	166.93	340.98	240.17	54.01	235.45	209.81	244.22
Ho^{165}	87.3	72.12	129.46	152.62	94.54	185.88	46.39	38.59	69.26	130.97	98.74	23.15	91.33	86.92	92.38
Er^{166}	396.42	315.51	570.25	670.09	426.8	805.72	195.92	169.3	319.65	606.87	449.24	112.29	401.84	394.16	378.87
Tm^{169}	86.3	68.81	126.07	146.15	93.04	166.37	40.6	36.76	72.18	132.52	99.53	27.69	86.82	88.53	78.23
Yb^{172}	839.54	657.74	1223.98	1388.88	891.93	1533.15	394.51	360.94	705.5	1430.43	972	305.9	821.47	870.46	717.32
Lu^{175}	141.54	111.79	202.01	228.09	149.52	247.94	66.72	62.1	125.85	261.06	164.19	54.16	140.02	152.92	120.53
Hf^{178}	13014.68	10208.84	12515.89	12565.03	11716.07	9899.71	8227.14	8236.03	11447.48	24427.96	11901.5	5191.13	9812.15	12492.82	10126.13
Ta^{181}	4.79	2.179	4.61	9.89	4.66	3.85	0.844	0.602	2.68	56.53	4.27	0.227	1.646	2.95	1.702
Pb^{204}	0.58	0.5	1.72	10.77	3.97	1.51	<0.55	<0.50	<1.10	25.45	0.84	<0.51	<0.48	0.85	0.63
Pb^{206}	427.66	247.65	545.86	1737.14	595.73	680.97	123.84	89.92	315.72	1087.57	491.61	100.6	261.74	350.49	204.69
Pb^{207}	27.84	16.06	35.61	121.8	41.52	44.88	9	6.2	21.22	90.68	32.15	6.53	17	22.68	13.52
Pb^{208}	21.69	17	28.5	114.55	49.31	83.78	7.82	7.42	16.41	55.67	25.25	19.15	20.05	18.01	21.44
Th^{232}	436.4	339.1	593.52	2134.07	853.97	2002.05	101.27	143.21	320	1154.67	454.81	384.01	387.87	392.61	478.49
U^{238}	1200.59	703.25	1496.45	4892.6	1585.8	1958.9	266.02	250.99	918.15	3985.74	1342.86	292	712.94	1142.89	647.95
U/Th	2.751123	2.073872	2.521314	2.292615	1.856974	0.978447	2.626839	1.752601	2.869219	3.451843	2.952574	0.760397	1.83809	2.911006	1.354156
Eu/Eu*	0.07	0.11	0.06	0.12	0.06	0.07	0.14	0.17	0.16	0.16	0.06	0.45	0.13	0.07	0.22

ادامه جدول ۶-۴

Sample	Amphibolite (Am)														
Ti^{47}	1803.68	1736.52	1686.15	1780.05	1740.74	1673.89	1727.8	1858.02	1845	1793.41	1872.53	1857.89	1853.58	1820.23	1887.45
Ti^{49}	11.48	5.16	18.63	3.98	10.4	16.58	3.82	6.32	4.13	4.58	4.89	5.62	5.11	6.17	4.74
V^{51}	0.868	1.139	3.11	0.148	0.731	7.42	0.2	0.463	0.18	31.47	0.123	0.229	0.206	0.515	0.229
Rb^{85}	1.567	1.835	0.924	1.936	1.753	2.292	1.959	2.112	1.833	1.89	0.087	2.009	1.88	2.423	2.114
Sr^{88}	1.028	1.231	3.14	1.29	1.374	2.223	1.215	1.412	1.395	1.582	0.14	1.319	1.237	1.719	1.946
Y^{89}	3723.35	4779.49	952.62	5111.55	4511.84	3808.23	4633.69	5661.07	4981.06	4966.53	128.68	5487.36	4890.17	6389.47	5213.19
Zr^{90}	377473.3	367630.8	366702.7	387636.5	377411.3	361256.6	379298.1	403851.6	404173.4	381829.5	394751.3	398571.8	406076.8	390354.4	409319.8
Zr^{92}	231957.1	223260.6	221972.8	237100.9	229310	219411.9	231321	244710.3	240945.6	237320.8	239864.3	240730.6	244648.5	240061.2	248971
Nd^{146}	6.38	9.04	14.58	8.73	8.49	9.5	8.62	11.2	10.16	11.74	17.46	8.64	9.42	11.8	8.23
Cs^{133}	0.0321	<0.026	0.04	<0.0140	<0.0234	0.094	<0.0118	0.0152	<0.0172	0.0172	<0.0229	<0.0231	0.0202	0.0148	<0.0166
Ba^{137}	0.355	<0.229	4.1	<0.147	0.97	1.81	0.216	0.25	<0.136	0.099	0.33	0.226	0.207	1.72	0.91
La^{139}	0.305	0.152	2.45	0.206	0.436	1.492	0.053	0.104	0.043	11.13	0.281	0.751	0.133	0.073	0.073
Ce^{140}	46	62.06	11.65	57.7	67.22	38.98	47.72	107.1	64	122.46	29.41	77.46	68.22	86.8	72.29
Pr^{141}	0.377	0.236	1.274	0.22	0.315	0.686	0.121	0.346	0.157	4.84	1.145	0.453	0.199	0.342	0.243
Nd^{146}	3.89	4.68	7.31	3.83	5.13	5.86	2.94	5.65	4.11	24.1	13.1	5.97	3.71	6.38	4.48
Sm^{147}	9.17	11.98	3.63	11.76	12.01	9.46	9.73	16.4	12.35	17.43	7	15.52	11.58	17.42	12.46
Eu^{153}	0.546	0.676	0.672	0.543	0.662	0.666	0.536	0.861	0.509	1.156	9.6	0.701	0.613	0.931	0.732
Gd^{157}	60.68	81.26	7.75	82.47	80.32	58.09	73.1	107.13	82.28	87.07	10.37	100.22	80.3	113.97	87.67
Tb^{159}	25.22	32.55	3	35.24	32.23	25.29	31.47	42.95	34.71	35	2.31	39.5	33.49	46.07	36.99
Dy^{163}	321.16	416.05	45.95	457.45	413.58	327.3	407.57	532.62	445.17	448.3	16.73	496.85	428.55	578.02	472.94
Ho^{165}	128.82	162.73	23.45	178.21	155.73	131.4	159.14	205.13	174.18	172.99	4.79	191.63	169.28	223.86	184.87
Er^{166}	570.76	716.49	152.72	793.84	685.28	597.95	712.06	861.14	756.34	765.65	18.56	828.89	744.04	964.3	809.15
Tm^{169}	122.23	149.84	53.07	170.55	145.27	135.05	153.06	179.45	164.95	164.53	4.06	176.2	159.09	201.92	172.69
Yb^{172}	1133.51	1374.77	763.05	1584.68	1343.98	1315.52	1464.59	1627.18	1504.78	1521.79	43.31	1623.06	1486.13	1841.59	1606.89
Lu^{175}	187.34	224.72	177.95	249.16	212.32	221.37	230.9	255.37	233.94	236.94	8.21	251.95	228.2	293.1	255.76
Hf^{178}	12404.22	12461.04	28451.23	12978.31	11311.64	12320.17	13411.48	12035.38	14173.76	12853.56	8310.7	11688.81	13449.68	12860.37	13099.44
Ta^{181}	2.85	3.81	139.64	4.08	3.53	4.23	4.01	4.95	4.93	5.21	24.88	3.47	4.34	4.93	3.62
Pb^{204}	0.96	<0.73	4.28	0.5	2.26	18.08	<0.40	0.66	0.54	1.25	0.55	1.34	<0.45	0.76	0.66
Pb^{206}	508.06	675.28	635.79	727.24	553.8	548.02	685.11	773.96	688.17	794.55	128.98	636.1	624.46	810.59	657.12
Pb^{207}	33.17	43.75	44.35	46.75	37.56	50.43	43.74	50.96	44.57	51.22	8.5	41.79	40.57	53.6	42.5
Pb^{208}	69.44	98.8	7.43	98.14	84.55	70.93	79.83	156.54	91.79	112.57	3.21	107.54	87.85	125.35	102.61
Th^{232}	1420.43	1911.18	81.98	1816.04	1539.18	1212.63	1546.02	3277.94	1886.67	2266.06	52.73	2104.84	1805.49	2620.27	1890.99
U^{238}	1465.09	1833.55	2309.22	1959.28	1521.65	1948.44	1929.72	2288.43	2024.45	2267.78	384.11	1813.77	1836.17	2460.49	1811.34
U/Th	1.031441	0.959381	28.16809	1.078875	0.988611	1.606789	1.248186	0.698131	1.073028	1.000759	7.284468	0.861714	1.016993	0.939022	0.957879
Eu/Eu*	0.07	0.07	0.39	0.05	0.07	0.09	0.06	0.06	0.05	0.09	3.46	0.05	0.06	0.06	0.07

ادامه جدول ۶-۴

Sample	Amphibolite (SM-28-3)														
Ti^{47}	2334.36	2406.11	2343.82	2332.75	2399.41	2724.88	2400.38	2284.39	2354.74	2338	2371.21	2507.16	2415.2	2398.5	2406.59
Ti^{49}	20.07	15.4	78.7	18.51	8.23	430.61	7.42	5.86	10.63	10.33	9.72	4.02	23.99	16.15	4.57
V^{51}	0.62	<0.23	15.93	1.05	<0.196	3.76	<0.20	<0.224	<0.161	<0.179	<0.213	<0.27	<0.22	0.269	<0.29
Rb^{85}	2.33	1.15	31.05	2.39	1.49	40.37	0.97	1.25	0.77	0.99	1.16	1.36	0.64	1.94	1.58
Sr^{88}	0.77	0.83	0.94	1.05	0.77	0.77	0.59	0.85	0.67	0.76	0.75	1.61	0.62	0.74	1.22
Y^{89}	2151.54	2183.41	1794.01	3056.84	2526.34	2319.87	1851.83	2000.47	1349.09	2735.74	2342.11	2412.04	1420.57	1526.99	3430.77
Zr^{90}	373452.8	381868.1	362537.5	374213.8	378685.9	371410.4	390261.7	362954	378520	372229.8	377968.3	391870.5	385823	377492.6	389656.6
Zr^{92}	217652.8	226709.9	212517.7	218656	222402.9	217621.4	229065.5	211278.1	220671.9	216808.6	219372.8	227948.3	226366.8	220106.4	227720.2
Nd^{146}	1.82	1.64	1.81	2.35	1.86	2.37	1.69	2.08	1.74	2	1.45	7.18	2.15	1.98	2.32
Cs^{133}	<0.245	<0.29	0.26	<0.31	<0.29	0.38	<0.24	<0.233	<0.214	<0.225	<0.202	<0.27	<0.181	<0.205	<0.238
Ba^{137}	8.14	<0.75	21.96	<1.23	0.41	11.81	0.23	0.24	0.17	<0.58	<0.00	1.53	0.08	0.61	0.041
La^{139}	0.082	0.064	0.221	0.77	0.08	0.167	0.044	0.017	0.49	<0.068	0.032	0.37	0.86	0.075	<0.102
Ce^{140}	5.18	4.09	2.9	14.32	3.54	3.85	2.69	2.63	5.14	3.91	2.5	4.47	6.83	3.36	3.07
Pr^{141}	0.257	0.186	0.105	0.66	0.152	0.159	0.093	0.034	0.253	0.191	0.076	0.201	0.326	0.084	0.058
Nd^{146}	2.94	3.36	1.81	8.54	2.36	3.44	1.51	0.77	3.01	2.96	1.94	1.26	2.5	1.03	1.15
Sm^{147}	9.45	7.96	3.97	12.36	5.44	8.42	3.52	2.25	5.15	7.07	4.89	3.01	3.69	2.74	4.44
Eu^{153}	1.41	0.6	0.29	0.78	0.49	0.63	0.31	0.12	0.45	0.69	0.37	0.158	0.24	0.272	0.22
Gd^{157}	52.67	46.64	24.21	67.59	35.94	45.06	25.97	21.56	28.16	46.16	34.02	24.24	21.34	19.73	37.41
Tb^{159}	19.45	16.8	11.24	24.61	16.41	16.62	10.99	10.33	10.31	18.79	14.86	12.46	9.02	8.89	19.02
Dy^{163}	210.87	201.46	148.76	288.28	213.49	212.66	149.8	155.14	121.6	241.33	197.59	181.41	121.68	124.8	271.16
Ho^{165}	73.54	75.57	61.57	107.82	86.84	81.45	63.29	68.61	46.4	93.54	79.03	80.08	49.19	51.47	115.42
Er^{166}	300.79	322.72	282.86	458.47	403.83	360.09	288.66	325.39	201.51	421.73	366.54	400.18	221.24	245.67	563.33
Tm^{169}	60.63	66.19	61.51	91.37	86.49	74.77	63.08	72.46	40.51	88.39	79.09	95.62	47.09	53.37	125.8
Yb^{172}	543.57	606.63	584.84	843.27	816.93	694.99	593.95	718.09	380.3	833.92	751.39	1006.01	456.56	529.67	1223.86
Lu^{175}	91.83	104.87	104.8	144.73	146.31	122.43	106.4	130.22	68.62	149.21	134.22	200.82	80.9	97.57	220.89
Hf^{178}	8110.72	8400.7	9056.04	8445.65	9758.22	8859.08	9576.04	9602.59	8031.68	8954.86	9442.54	12471.23	8875.07	9649.22	10289.57
Ta^{181}	0.467	0.458	0.336	0.716	0.559	0.51	0.374	0.612	0.43	0.582	0.398	13.16	0.708	0.95	0.93
Pb^{204}	1.46	<2.49	<2.23	<2.38	<2.45	<2.85	<1.59	<1.80	<1.31	<2.25	<1.49	<1.93	<1.98	<2.05	<1.68
Pb^{206}	79.36	63.71	54.23	122.93	90.56	75.02	64.54	120.61	43.9	59.2	70.15	360.35	75.62	85.92	188.03
Pb^{207}	5.35	4.19	4.84	7.88	5.93	5.67	4.24	7.61	2.77	4.06	4.61	22.64	4.79	5.57	12.09
Pb^{208}	6.75	5.32	4.22	12.93	4.41	5.34	3.21	3.8	3.85	3.46	2.6	8.21	4.52	3.25	5.81
Th^{232}	107.7	93.2	69.12	249.33	80.59	88.54	50.35	67.11	68.84	60.54	43.75	140.2	79.19	53.56	106.33
U^{238}	193.97	172.76	160.23	332.16	238.59	218.28	175.2	332.17	112.3	152.81	175.3	1360.07	198.86	246.07	520.9
U/Th	1.801021	1.853648	2.318142	1.33221	2.960541	2.465326	3.479643	4.949635	1.631319	2.524116	4.006857	9.700927	2.511176	4.594287	4.8989
Eu/Eu*	0.19	0.1	0.09	0.08	0.11	0.1	0.1	0.05	0.11	0.12	0.09	0.06	0.08	0.11	0.05

ادامه جدول ۶-۴

Sample	Metarhyolite (SM-222-1)														
Ti^{47}	1871.07	1796.78	1571.94	1736.71	1766.5	1644.45	1614.93	1638.59	1738.93	1656.72	1581.83	1543.7	1491.65	1513.91	1474.83
Ti^{49}	<11.41	<12.67	13.58	<11.33	<13.88	<10.06	<10.35	164.03	<13.16	<10.38	<8.48	31.55	<10.46	31.65	<13.38
V^{51}	0.498	0.5	0.62	0.612	0.76	0.258	0.62	5	0.4	0.348	0.95	1.86	0.29	4.26	0.6
Rb^{85}	9.21	11.01	7.36	7.82	9.13	7.06	11.61	28.19	8.66	9.15	8	11.64	8.56	11.04	9.69
Sr^{88}	0.449	4.59	23.82	3.51	8.72	2.24	1.84	11.91	7.28	2.77	2.34	9.88	1.4	15.4	3.29
Y^{89}	1095.48	2098.37	2846.79	2150.49	1908.7	1222.58	3940.99	12243.27	1259.75	3683.04	2310.78	7640.35	6272.11	14122.78	2117.92
Zr^{90}	652047.1	627399.4	554324.9	601642	609830.4	584025.6	577634.6	518339.1	603473.3	605653.3	579325.8	548467.3	550031.3	561298.6	538176.3
Zr^{92}	420254.9	400381.4	355997.1	390319.9	393496.9	377077.2	371015.8	334306.5	386184.8	388903.4	373058.2	358045.8	353157.7	359433.4	348631.1
Nd^{146}	0.574	2.39	12.92	1.69	2.74	3.37	16.94	7.57	2.45	12.95	5.88	26.71	11.33	63.49	2.25
Cs^{133}	<0.044	<0.066	<0.058	<0.040	<0.080	<0.075	<0.046	<0.118	<0.085	<0.057	<0.047	0.063	<0.062	0.364	<0.075
Ba^{137}	<0.41	58.85	2068.51	62.13	196.54	33.69	7.45	347.44	251.47	15.77	7.51	192.96	0.93	22.85	58.88
La^{139}	<0.037	1.027	1.74	0.208	0.161	0.859	45.64	12.76	0.334	21.57	8.12	0.71	<0.21	6.24	2.1
Ce^{140}	5.04	19.83	18.06	10.77	15.27	17.31	103.85	47.85	19.05	65.72	46.38	25.41	26.18	86.19	17.84
Pr^{141}	0.176	0.678	0.89	0.28	0.224	0.408	8.06	10.64	0.139	6.6	2.86	0.8	0.363	7.89	1.17
Nd^{146}	3.68	7.03	4.68	4.61	3.59	3.31	36.35	122.15	2.5	34.21	18.32	8.61	5.12	55.18	9.68
Sm^{147}	7.36	12.07	7.55	9.8	9.73	4.73	19.05	224.17	6.9	16.8	13.55	23.05	17.29	60.34	18.6
Eu^{153}	2.11	1.99	2.4	1.47	1.87	0.497	2.79	63.57	1.01	0.92	1.07	3.57	1.05	13.47	4.78
Gd^{157}	28.96	53.44	95.06	59.7	71.33	27.42	81.31	847.23	47.01	63.07	51.72	136.6	79.59	222.89	84.94
Tb^{159}	9.83	17.79	21.04	18.57	17.46	9.17	32.53	235.42	9.8	26.74	19.02	50.68	38.53	86.99	24.25
Dy^{163}	112.83	200.74	271.13	220.83	192.16	112.19	376.17	1672.78	117.11	341.13	235.19	610.66	496.04	1014.86	237.47
Ho^{165}	40.58	73.54	106.74	80.35	70.92	43.88	138.1	339.76	44.35	134.23	86.82	235.13	188.84	364.21	77.36
Er^{166}	179.91	326.98	479.71	343.72	304	200.35	594.22	925.93	201.95	606.89	384.52	1028.65	834.16	1611.3	317.32
Tm^{169}	39.32	72.72	106.31	73.56	64.49	45.34	127.98	140.49	45.08	130.95	83.64	217.13	178.58	331.91	67.07
Yb^{172}	390.63	714.19	1036.51	714.02	626.98	460.86	1235.4	1112.89	453.48	1282.8	830.44	2094.41	1722.24	3217.29	634.83
Lu^{175}	64.73	120.99	166.49	113.47	108.4	73.92	193.48	162.69	75.54	205.78	130.15	322.44	271.83	492.27	103.68
Hf^{178}	9820.57	10602.04	19115.33	11693.95	10935.82	10885.48	13042.47	11010.69	10202.91	16814.8	10926.24	11929.03	10976.33	15394.06	10592.16
Ta^{181}	0.179	0.823	5.71	0.834	1.094	1.327	5.57	3.65	0.952	4.43	1.9	6.55	3.59	37.72	1.388
Pb^{204}	<1.72	3.21	1.67	1.65	<2.31	<1.52	<1.76	4.5	<2.06	<1.72	<1.17	<2.12	<1.68	7.87	2.1
Pb^{206}	53.96	197.95	662.41	161.91	184.56	230.15	790.11	425.4	161.95	822.32	362.81	1510.14	1211.8	2145.82	238.79
Pb^{207}	3.51	15.04	44.56	10.93	14.47	15.7	52.27	31.32	11.5	53.2	24.45	94.81	78.15	141.36	15.56
Pb^{208}	4.29	19.78	31.68	13.03	15.81	19.4	53.67	27.68	15.06	45.25	34.06	91.2	92.11	155.45	18.73
Th^{232}	63.64	363.99	575.3	201.5	310.27	334.03	920.55	526.56	240.78	788.78	640.54	1537.55	1177.02	19919.82	318.77
U^{238}	139.86	576.85	1846.86	420.61	502.72	647.69	2140.06	1160.03	441.39	2158.26	994.66	4139.97	2645.92	10624.38	586.96
U/Th	2.197674	1.584796	3.210256	2.087395	1.620266	1.939017	2.324762	2.203035	1.833167	2.7362	1.552846	2.692576	2.247982	0.533357	1.841328
Eu/Eu*	0.44	0.24	0.28	0.19	0.22	0.13	0.22	0.45	0.17	0.09	0.12	0.2	0.09	0.36	0.37

ادامه جدول ۶-۴

Sample	Metasandeston (SM-102)														
Ti^{47}	2663.02	2650.11	2751.32	2570.05	2671.6	2570.34	2601.27	2703.5	2851.54	2559.18	2753.6	2459.05	2793.1	2501.42	2534.72
Ti^{49}	50.25	8.26	6.2	18.01	45.24	7.82	5.04	6.53	17.65	9.34	28.61	21.38	7.02	11.79	50.72
V^{51}	0.9	1.4	0.052	0.356	2.01	0.5	0.31	0.29	1.83	0.18	0.62	0.35	0.57	0.41	2.35
Rb^{85}	1.43	0.69	0.9	2.11	1.93	0.82	0.68	<0.52	<0.85	1.25	0.91	2.35	3.21	1.07	2.95
Sr^{88}	1.36	0.83	0.89	8.69	0.59	0.74	0.78	66.04	0.91	1.72	1.12	2.89	4.13	6.08	9.29
Y^{89}	1730.73	1296.27	2028.3	3875.63	997.88	1431.22	774.99	660.53	1052.54	2835.25	1238.85	1349.54	3255.31	1630.08	4320.83
Zr^{90}	414331.4	421131.6	439854.1	403269.9	434333.7	401274.5	406262.6	428821.6	466304.6	398848.3	439015	385550.9	438547.6	382099.4	393063
Zr^{92}	240959.6	244974.4	256584.4	235281.8	252058.2	235379.1	238056.9	254458.2	271171.3	233251.4	254920.9	226262.1	246588.9	223050.6	231353.1
Nd^{146}	2.35	4.54	3.3	6.37	1.42	2.37	1.9	3.32	2.88	5.38	3.89	2.22	4.94	3.77	7.05
Cs^{133}	<0.206	<0.27	<0.25	<0.235	<0.19	<0.27	<0.250	<0.23	<0.29	<0.196	<0.23	<0.192	<0.48	<0.36	<0.24
Ba^{137}	1.26	<0.96	<0.75	1.15	2.48	0.5	<1.06	<0.64	1.74	0.77	1.5	0.58	1.56	5.91	13.63
La^{139}	2.01	0.092	0.54	141.83	0.44	0.66	0.38	77.25	0.045	5.51	0.26	29.81	0.71	11.73	47.34
Ce^{140}	11.62	62.23	20.41	414.25	2.3	7.47	17.54	176.66	27.23	21.9	60.25	80.3	24.69	50.05	156.47
Pr^{141}	1.07	0.55	0.48	57.17	0.42	0.246	0.326	15.14	0.144	2.17	0.35	10.29	0.41	5.06	18.17
Nd^{146}	8.33	7.73	4.23	306.48	3.23	3.72	2.72	62.06	3	15.11	5.32	50.93	4.23	29.49	101.06
Sm^{147}	10.52	14.87	5.29	85.97	7.13	7.35	3.84	11.63	6.9	17.43	10.17	17.1	8.95	13.03	63.86
Eu^{153}	1.41	3.98	1.69	9.64	0.32	1.05	1.81	3.14	2.64	2.93	3.12	1.42	5.01	0.55	22.81
Gd^{157}	48.73	55.68	36.41	150.46	38.78	39.96	19.71	18.6	38.08	89.77	36.5	41.3	121.93	42.09	199.34
Tb^{159}	15.69	15.59	13.61	39.58	11.81	12.42	6.98	5.68	11.52	27.23	12.19	12.35	31.69	12.78	58.35
Dy^{163}	169.72	148.45	169.8	423.31	111.13	142.96	69.21	60.35	111.37	293.22	123.67	134.46	336.51	149.04	501.71
Ho^{165}	61.4	44.75	69.6	146.15	34.72	50.45	24.33	21.31	36.3	102.82	43.08	47.13	108.49	55.55	148.75
Er^{166}	252.31	175.44	327.19	597.72	130.43	209.18	114.73	89.73	148.97	418.11	184.34	198.02	455.02	247.63	545.34
Tm^{169}	50.51	34.29	71.86	114.63	24.65	41.22	26.32	21.91	31.11	80.07	35.33	39.94	86.28	52.27	108.41
Yb^{172}	463.68	309.91	742.48	1012.6	216.13	364.6	281.1	226.21	294.69	697.02	348.55	375.78	792.71	518.97	992.95
Lu^{175}	78.84	53.25	134.49	167.31	35.46	63.75	60.89	45.95	54.72	118.27	59.98	65.67	135.29	95.27	171.84
Hf^{178}	8962.01	8648.88	9582	6091.16	11250.79	8200.42	9809.09	8738.2	10682.23	7523.66	8248.37	7106.5	10096.36	8662.56	10020.7
Ta^{181}	0.616	1.13	0.73	0.797	0.234	0.586	0.48	0.41	0.82	1.13	0.89	0.592	1.58	1.08	3.75
Pb^{204}	<1.22	<2.26	<1.45	7.22	<1.71	<2.19	<1.44	<2.14	<1.61	<1.33	<2.01	<2.82	<4.59	4.39	3.91
Pb^{206}	85.73	105.17	40.79	26.68	121.8	81.01	95.19	26.73	81.46	124.83	94.94	25.65	206.47	212.58	187.89
Pb^{207}	5.41	12.81	2.39	7.12	8.54	5.45	6.11	1.67	4.94	7.73	10.07	1.94	12.36	18.94	14.7
Pb^{208}	7.52	19.37	5.03	9.42	4.66	7.98	9.14	2.33	10.54	10.56	10.63	2.6	16.63	22.2	17.61
Th^{232}	240.01	145.91	217.56	118.69	62.6	171.66	213.28	131	282.5	336.44	118.94	88.32	622.75	527.35	588.54
U^{238}	410.68	105.69	270.21	136.1	239.26	251.5	326.66	217.9	310.34	575	118.77	140.49	1069.88	676.39	850.95
U/Th	1.711095	0.724351	1.242002	1.146685	3.822045	1.465105	1.531602	1.663359	1.098549	1.709071	0.998571	1.590693	1.717993	1.282621	1.445866
Eu/Eu*	0.19	0.43	0.37	0.26	0.06	0.19	0.64	0.66	0.5	0.23	0.5	0.16	0.47	0.07	0.62

ادامه جدول ۶-۴

Sample	Granite (SM-SSH-4)														
Ti^{47}	3047.81	2525.08	2433.17	2453.79	2597.9	2537.99	2431.03	2500.35	2404.37	2471.08	2485.83	2552.88	2504.57	2506.5	2512.73
Ti^{49}	320.99	88.61	6.62	4.57	13.94	0.53	6.07	3.67	5.14	110.98	20.14	1.44	9.93	3.52	7.12
V^{51}	1.48	21.5	1	1.52	0.7	<0.20	0.3	<0.28	<0.24	0.43	1.45	0.22	1.27	<0.169	<0.193
Rb^{85}	1.35	4.64	1.26	0.96	6.86	1.5	0.91	1.52	1.32	0.91	1.89	1.37	2.24	1.15	1.05
Sr^{88}	3.93	51.97	2.02	3.34	9.92	1.42	2.21	3.43	1.39	2	7.24	2.39	9.04	0.68	0.74
Y^{89}	2645.45	9622.41	2583.17	1891.37	3807.46	3501.11	1887.5	2593.41	2335.42	1492.64	2521.88	2540.31	4133.17	1219.13	1821.4
Zr^{90}	425949.9	396573.1	394653.4	390671.9	413820.9	408244.6	391855	408105.5	387344.7	377125.7	397155.3	408318	394892.6	405148.1	405504.1
Zr^{92}	247129.6	230910.1	229839.7	227913.8	240918.2	236889.2	227233	238470	225549	219417.5	231980.2	238650.7	231039.3	236774.7	235706.9
Nd^{146}	8.88	217.74	20.68	16.41	8.19	14.51	2.2	3.38	8.93	7.88	27.05	12.06	31.7	5.71	9.96
Cs^{133}	<0.198	<0.22	<0.183	<0.257	<0.17	<0.26	<0.207	<0.22	<0.215	<0.23	<0.183	<0.21	<0.244	<0.275	<0.208
Ba^{137}	1.33	29.6	1.45	2.23	50.13	<0.00	0.62	0.39	2.53	1.82	73.38	<0.59	5.33	0.39	0.18
La^{139}	3.41	18.26	2.02	0.57	20.25	0.13	12.45	3.73	0.5	1.36	0.98	8.16	17.83	0.034	0.242
Ce^{140}	22.32	108.01	16.97	11.12	44.8	14.06	37.48	23.13	11.12	10.34	13.34	32.72	75.58	6.48	10.96
Pr^{141}	1.89	17.87	0.8	0.458	5.22	0.13	4.46	2.03	0.297	0.7	0.73	3.23	10.07	0.072	0.258
Nd^{146}	12.67	106.74	5.59	2.96	33.85	2.06	27.13	15.02	2.05	5.01	7.22	21.5	59.39	1.14	2.23
Sm^{147}	11.04	133.12	7.12	6.64	50.08	8.68	17.39	14.16	4.74	8.45	19.34	9.11	34.63	3.63	4.45
Eu^{153}	0.72	26.82	0.75	1.04	11.49	0.21	2.29	1.25	0.33	1.22	4.42	0.66	3.26	0.55	0.297
Gd^{157}	55.55	390.84	47.81	34.39	269.11	57.69	74.02	58.05	35.08	33.81	106.46	41.57	113.49	24.72	27.91
Tb^{159}	19.97	139.41	18.48	13.64	75.84	24.27	23.04	20.13	14.9	12.31	33.15	17.99	38.17	9.49	11.91
Dy^{163}	244.16	1307.13	233.98	169.63	572.28	308.75	220.8	243.9	197.64	140.21	289.36	217.92	423.99	114.09	156.41
Ho^{165}	94.46	389.7	90.68	65.37	138.06	123.52	70.35	89.29	81.01	50.74	86.46	89.75	151.51	42.58	63.92
Er^{166}	413.29	1477	400.15	297.79	442.47	555.03	278.8	398.03	372.37	221.92	361.47	404.02	639.77	188.39	295.62
Tm^{169}	85.83	294.26	84.79	64.97	77.22	114.95	51.74	83.28	78.71	46.65	81.97	88.34	132.43	39.23	62.33
Yb^{172}	808.46	2638.48	783.97	649.4	658.67	1071.46	465.58	774.86	750.21	442.18	932.31	849.61	1236.63	373.35	603.22
Lu^{175}	149.05	418.15	139.81	122.96	106.32	195.21	82.33	141.48	135.04	80.59	204.26	156.46	219.99	65.54	110.82
Hf^{178}	10513.15	12451.32	9913.31	11567.41	9876.52	12100.64	7618.35	9535.52	10414.35	8665.84	10797.56	11861.44	9975.86	9755.77	10462.88
Ta^{181}	3.58	23.45	3.14	6.46	2.33	4.31	0.592	0.88	2.47	3.18	9.09	6.67	4.29	1.59	3.11
Pb^{204}	3.82	27.38	1.34	<2.22	16.92	<1.75	<2.39	<1.26	3.88	2.87	4.11	<1.59	6.11	<1.68	<3.33
Pb^{206}	329.27	1585.62	498.02	436.1	203.97	719.8	100.21	288.51	436.58	166.23	435.3	494.5	542.11	214.95	420.09
Pb^{207}	23.19	132.36	33.46	29.9	32.28	46.85	7.67	18.3	31.07	13.79	31.89	32.03	39.86	14.47	26.6
Pb^{208}	21.88	123.26	37.52	22.55	31.69	39.31	10.1	19.56	24.62	11.14	28.55	21.12	39.72	11.55	20.65
Th^{232}	458.88	3424.2	855.86	702	235.05	730.31	168.08	381.4	421.39	166.62	618.69	457.21	1458.6	204.96	392.29
U^{238}	1016.77	5284.47	1423.37	1233.84	503.02	2007.74	282.28	861.45	1184.25	462.59	1533.09	1447.18	1870.22	562.45	1096.85
U/Th	2.215764	1.543271	1.663087	1.757607	2.140055	2.749161	1.679438	2.258652	2.810342	2.776317	2.477961	3.165241	1.282202	2.744194	2.796018
Eu/Eu*	0.09	0.36	0.12	0.21	0.3	0.03	0.2	0.13	0.08	0.22	0.3	0.1	0.16	0.18	0.08

منابع

- ابتهاج م، (۱۳۹۳) پایان نامه کارشناسی ارشد: " زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه بند هزارچاه"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- اصغرزاده ز.، قاسمی ح.، صادقیان م.، (۱۳۹۲)، "پترولوژی و ژئوشیمی دایک‌های گابرویی قطع‌کننده مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر (جنوب شرق بیارجمند- شاهرود)"، هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ، ص ۳۳۷-۳۳۳.
- اصغرزاده، ز.، (۱۳۹۲) پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی منطقه دلبر"، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- اهل‌سادات، س.م، (۱۳۹۵) پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی ریولیت‌های منطقه زرند". دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان.
- بخشی‌زاد، ف.، قربانی، ق.، (۱۳۹۴) "ژئوشیمی، ژئوکرونولوژی و محیط تشکیل سنگ های دگرگونی منطقه زنجان- تکاب"، **فصلنامه علوم زمین**، ۲۵ ، ۹۷، ۳۶۱-۳۷۴
- بلاغی اینالو ز، صادقیان م، قاسمی ح، محجّل، م.، عمرانی، ه. (۱۳۹۲)، " پترولوژی، ترموبارومتری و سن‌سنجی U-Pb سنگهای متاپلیتی مجموعه دگرگونی دلبر، منطقه بیارجمند (جنوب‌شرق شاهرود)، **مجله پترولوژی**، سال ششم، شماره بیست و یکم، صفحه ۵۵-۸۲.
- بلاغی اینالو، ز.، (۱۳۹۳)، رساله دکتری: "پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر، بیارجمند (جنوب‌شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- بلاغی ز.، صادقیان م.، قاسمی ح.، محجل م.، جای م.، (۱۳۹۳)، "کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و سن پرتوسنجی دایک‌های مافیک موجود در مجموعه‌ی دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)"، **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**، سال بیست و دوم ، شماره۳ ، ص ۴۸۴- ۴۷۱.
- بلاغی، ز، (۱۳۸۷) پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین جنوب بهاباد (بافق- یزد)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- بلوچی س، صادقیان م، قاسمی ح، (۱۳۹۵) "ژئوشیمی تورمالین‌های موجود در پگماتیت‌های مجموعه دگوگونی - آذرین جندق- عروسان (شمال شرق اصفهان)"، بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شاهرود.
- بلوچی س، صادقیان م، قاسمی ح، مینگو ج، لی چ، (۱۳۹۶) "شیمی کانی، ژئوکرونولوژی و ژئوشیمی ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd گرانیت‌های آیراکان" **مجله علوم زمین خوارزمی**. ۳ (۲)، ۱۶۰-۱۳۹.

- بلوچی س، صادقیان م، قاسمی ح، مینگو ج، لی چ، یانبین ژ، (در دست چاپ) "شیمی کانی، زمین شیمی و سن پرتوسنجی سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه کلاته (شمال باختر خور): شاهدی بر ماگماتیسم تریاس بالایی در پهنه ساختاری ایران مرکزی" ، **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**.
- جمشیدی خ، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "مطالعه ماگماتیسم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- حاجی‌حسینلو ح، (۱۳۹۱)، پایان‌نامه دکتری: "تحلیل ساختاری زون برشی شمال‌غرب خوی"، دانشگاه آزاد واحد علوم تحقیقات تهران.
- حسینی ح، (۱۳۷۴)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت بند هزارچاه بیارجمند"، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران.
- حسینی س .ح.، قاسمی ح.، صادقیان م.، (۱۳۹۲)، "سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و جایگاه چینه‌شناختی اجتماعات دایکی دیابازی قطع‌کننده توده گرانیتوییدی بند هزارچاه (جنوب‌شرق شاهرود) شاهدی بر ماگماتیسم سیمیرین میانی"، **مجله ژئوشیمی**، سال اول، شماره ۴ ، ص ۳۱۷-۳۰۹.
- حسینی س. ح، (۱۳۹۴)، رساله دکتری: "پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه بیارجمند (جنوب‌شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- حسینی، س. ح.، صادقیان، م.، قاسمی، ح.، (۱۳۹۳) "جایگاه تکتونیکی متابازیت‌های همراه با توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه (بیارجمند)"، سی و سومین گردهمایی ملی علوم زمین.
- حسینی، س. ح.، صادقیان، م.، مینگو، ج.، قاسمی، ح.، (۱۳۹۵) "شیمی‌کانی، جایگاه زمین‌ساختی و سنگ‌زایی توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه (جنوب شرق شاهرود)" ، **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**، ۲۴، ۲، ۲۷۲ -۲۵۹.
- حمه رضایی ن، (۱۳۹۵)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: " مطالعه ساختاری مجموعه دگرگونی کوه‌کفتری- جنوب شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان.
- خبره د، (۱۳۹۶)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای دگرگونی- آذرین اواخر نئوپروتروزوئیک مجموعه احمدآباد- رضا آباد (جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- دادپور م، (۱۳۹۳)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های بازالتی موجود در قاعده توالی رسوبی ژوراسیک منطقه جمیل در شرق سهل (جنوب شرق شاهرود) و جایگاه ژئودینامیکی آنها"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- داوودیان دهکردی ع، حیدری ا، شبانیان بروجنی ن، مرادی آ (۱۳۹۶)، "کانی‌شناسی و شناخت پروتولیت گنایس‌های شمال دریاچه سد زاینده رود، شمال شهرکرد (هنه سنندج- سیرجان)"، **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**، سال بیست و پنجم، شماره اول، ۱۳۹-۱۵۲.
- رحمتی ایلخچی م، (۱۳۸۱)، "نگرشی دوباره بر مجموعه سنگهای دگرگونه شمال‌خاوری ترود"، بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین، تهران، صفحات ۴۵۰ تا ۴۵۲.
- رحمتی ایلخچی م، (۱۳۸۲)" شرح نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه"، سازمان زمین شناسی کشور.
- رستمی‌حصوری م، (۱۳۹۶)، رساله دکتری: "پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی بازالت‌های الیگومیوسن نوار ترود - سبزوار (شمال ایران مرکزی)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- رستمی‌حصوری م، قاسمی ح، کاوان ن. پ، رضایی م، مباشری م، (۱۳۹۶)، "شیمی کانی‌ها و زمین دما-فشارسنجی دسته دایک‌های دیابازی ژوراسیک، غرب رضاآباد (شمال شرق بیارجمند)"، **مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران**، ۲۵ (۴) ،۷۷۴-۷۶۱.
- رضوی، م.، (۱۳۷۲)، رساله دکتری: "متامرفیسم و ماگماتیسم منطقه ساغند یزد (ایران مرکزی)". دانشگاه آزاد اسلامی. واحد علوم و تحقیقات، تهران.
- شکاری، س.، صادقیان، م.، قاسمی، ح.، مینگو، ج.، (۱۳۹۷) "شیمی کانی و پتروژنز متاپلیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه (جنوب‌شرق شاهرود)"، **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**، سال بیست و ششم، شماره ۱، صفحات ۱۷۹-۱۹۴.
- شکاری، س.، صادقیان، م.، مینگو، ج.، قاسمی، ح.، یی، ز.، (۱۳۹۶)، "شیمی کانی و پتروژنز متابازیت‌های مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه (جنوب‌شرق شاهرود) شاهدی بر تکوین حوضه‌های کافتی نئوپروتروزوئیک پایانی"، **فصلنامه علوم زمین**، سال بیست و هفتم، شماره ۱۰۵، صفحات ۱۶۷-۱۸۲.
- صادقیان، م.، حسینی، س. ح.، همتی، ع.، شکاری، س.، (۱۳۹۶)، "پترولوژی، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی گرانیتوئیدهای جنوب‌غرب میامی"، **فصلنامه علوم زمین**، سال بیست و ششم، شماره ۱۰۳، ص ۴۱ تا ۶۰.
- صفرزاده، ا.، مسعودی، ف.، حسن‌زاده، ج.، پورمعافی، س. م.، (۱۳۹۵)، "شواهد حضور پی‌سنگ پرکامبرین در منطقه گل‌گهر سیرجان (جنوب ایران)"، **مجله پتـــــرولوژی**، سال هفتم، شماره ۲۶ ، ص ۱۵۳ تا ۱۷۰.

- عابدی ز، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده‌گرانیتوئیدی میامی (شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- عزیزی م، (۱۳۹۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ و سنگ-های دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- قاسمی ح.، جمشیدی خ.، (۱۳۹۲)"بررسی خصوصیات ناحیه منشاء سنگ‌های آلکالن بازیک قاعده سازند شمشک در البرز شرقی"، **فصلنامه زمین‌شناسی ایران**، سال هفتم، شماره ۲۷ ، صفحه ۲۹-۱۷.

- قاسمی ح.، جمشیدی خ، (۱۳۹۰)،" زمین شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های بازیک آلکالن در قاعده سازند شمشک، زون البرز شرقی"، **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**، سال نوزدهم، شماره ۴، صفحات ۳۴۷ تا ۳۷۰.

- قاسمی ح، (۱۳۷۸)،" **مبانی بافتها و ریزساختهای سنگ های دگرگونی**"، مترجم، چاپ اول، انتشارات دانشگاه شاهرود. ص ۲۶۰.

- قاسمی ح، آسیابانها ع، (۱۳۸۵)، "معرفی و تفکیک رخدادهای دگرگونی منطقه دلبر، جنوب شرق بیارجمند، ایران مرکزی"، **مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان**. صفحات ۲۳۱ تا ۲۴۷.

- قاسمی، ح. (۱۳۹۵)، "**پتروگرافی و پتروژنز سنگهای دگرگونی، پتروژنز گروه‌های ترکیبی و محیط‌های زمین‌ساختی رخداد دگرگونی**"، جلد دوم، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود.

- قاسمی، ح.، (۱۳۹۴)، "**پتروگرافی و پتروژنز سنگ‌های دگرگونی، مبانی پتروگرافی و روش‌های مطالعه**"، جلد اول، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود.

- قاسمی، ح.، رستمی حصوری، م.، صادقیان، م. (۱۳۹۷)." ماگماتیسم بازی در حوضه کششی پشت‌کمانی ژوراسیک زیرین- میانی در لبه شمالی ایران‌مرکزی- البرزخاوری، شاهرود – دامغان". **فصلنامه علوم زمین**، دوره ۲۷، شماره ۱۰۷، صفحات ۱۲۳ تا ۱۳۶.

- کاظمی‌ک، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی جنوب کی‌کی، جنوب‌غرب بیارجمند"، دانشکده زمین، دانشگاه تهران.

- کاظمی‌ک، کنعانیان ع، سرجوقیان ف، (۱۳۹۳)، "شواهد دگرشکلی دمای بالا در حاشیه توده گرانیتوئیدی کیکی، ایران مرکزی"، **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**، سال بیست و دوم، شماره ۱، صفحات ۳ تا ۱۴.

- کرمی م، (۱۳۸۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پتروژنز مجموعه دگرگونی دلبر (جنوب شرق بیارجمند)"، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه شاهرود.

- کیقبادی، ف.، قربانی، ق.، شفایی مقدم، ه. (۱۳۹۴) "تعیین محیط تکتونیکی و پروتولیت آمفیبولیتهای جنوب غرب پشت‌بادام"، سی و چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- محجل م، (۱۳۸۸)،" **میکروتکتونیک**"، انتشارات دانشگاه تربیت مدرس (ترجمه). ۷۴۴ صفحه.
- محمدی م، (۱۳۹۵)، پایان نامه کارشناسی ارشد: " بررسی تغییرات پارامترهای مغناطیسی سنگ‌های متاپلیتی درجه بالا در طی فرایندهای میگماتیت‌زایی و گرانیت‌زایی مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه در حدفاصل گرگابی - جمیل (جنوب‌شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- مقدسی، ص.، (۱۳۸۲) پایان‌نامه کارشناسی ارشد "پترولوژی، پتروژنز و جایگاه چینه‌نگاری سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک در زون البرز خاوری"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ملک‌پورعلمداری ا، (۱۳۸۴)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "مطالعه پتروفابریک و سن سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای درکوه‌های علاءالدین و ملحدو، جنوب‌شرق شاهرود"، دانشکده زمین، دانشگاه تهران.
- منظمی باقرزاده، ر.، کریم پور، م. ح.، فارمر، ج ل.، استرن، چ.، سانتوس، ژ. ف.، ریبیرو، س.، رحیمی، ب.، حیدریان شهری، م. ر.، (۱۳۹۵) "ژئوکرونولوژی (U-Pb) زیرکن، پتروگرافی، ژئوشیمی و رادیو ایزوتوپ های متاریولیت های برنورد (مرکز زون تکنار- شمال غرب بردسکن)". **مجله زمین شناسی اقتصادی**، ۸، ۱ ، ۲۳۹ -۲۶۴.
- موسوی نژاد سوق، س.، نصر آبادی، م.، نوزعیم، ر.، داوودی، ز.، (۱۳۹۵)، "دما فشارسنجی و جایگاه زمین‌ساختی پی‌سنگ دگرگونی پرکامبرین ایران مرکزی در منطقه لاخ برقشی (جنوب باختر بردسکن- خراسان رضوی)"، **مجله پتـــــرولوژی**، سال هفتم، شماره ۲۶ ، ص ۱۷۱ تا ۱۸۶.
- نبوی م.، (۱۳۵۵)، "**دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران**"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ۱۰۹ صفحه.
- ویس کرمی م، صادقیان م، شکاری س، (۱۳۹۵) "ژئوکرونولوژی گرانیتوئیدهای نئوپروتروزوئیک پایانی شمال آغل زولّو (جنوب دو چاه – جنوب شرق شاهرود)"، بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شاهرود، صفحات ۳۹۲ تا ۳۹۸.
- ویس‌کرمی م، (در حال انجام)، رساله دکتری: "پترولوژی ژئوشیمی و ژئودینامک مجموعه دگرگونی ماجراد جنوب شرق شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ویس‌کرمی م، صادقیان م.، قاسمی ح.، جای م.، (در دست چاپ)، "گابرودیوریت‌های ماجراد در جنوب‌شرق شاهرود: شاهدی بر آغاز بازشدگی حوضه سوپراسابداکشن نئوتتیس شاخه سبزوار در ژوراسیک میانی"، **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**.

- ویس‌کرمی م، صادقیان م.، قاسمی ح.، جای م، (در دست چاپ)، "پترولوژی، ژئوشیمی و سن‌سنجی متابازیت‌های نئوپروتروزوئیک‌پایانی مجموعه دگرگونی ماجراد (جنوب‌شرق شاهرود): گامی به سوی شناخت تحولات ژئودینامیکی سرزمین‌های گندوانایی ایران"، **مجله علوم زمین خوارزمی**.
- همّتی ع، (۱۳۹۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد:" پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی میامی (غرب بیارجمند)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- هوشمندزاده ع، علوی نائینی م، حقی پور ع. (۱۳۵۷)، **"تحول پدیده های زمین شناسی ناحیه ترود (از پرکامبرین تا عهد حاضر)"**، سازمان زمین شناسی کشور، صفحه ۱۲۴.

References:

Abbo, A., Avigad, D, Gerdes, A., G¨ung¨or, T, (**2015**), "Cadomian basement and Paleozoic to Triassic siliciclastics of the Taurides (Karacahisar dome, south-central Turkey): Paleogeographic constraints from U-Pb-Hf in Zircons", **LITHOS, doi: 10.1016/j.lithos. 2015.03.023.**

Abd-Allah, A.M.A., Ahmed, A.H., El-Fakharani, A., El-Sawy E.K. and Ali, K.A. **(2014)** "Fatima suture: A new amalgamation zone in the western ArabianShield, Saudi Arabia". **Precambrian Research 249, 57–78.**

Abdel Rahman, A.M., (**1994**). "Nature of biotites from alkaline, calcalkaline and peraluminous magmas". J**. Petrol. 35 (2), 525–541.**

Alavi, M., **(1996).** "Tectono - stratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran". **Journal of Geodynamics 21, 1–33**.

Alavi, M., Hushmandzadeh, A., (1976). "Geological map of the Torud 1:250000," Geological Survey of Iran, Tehran.

Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F., Mitchell, J. G., (**2000**). "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey". **Journal of Volcanology and Geothermal Research 102, 67-95.**

Almeida, M. E., Macambira, M. J. B., Oliveira, E. C., (**2007**). "Geochemistry and zircon geochronology of the I-Type high K calc-alkaline and S-Type granitoid rocks from Southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in central portion of Guyana shield". **Precambrian Research 155, 69-97**.

Anderson, J. L. (1996). Status of thermobarometry in granitic batholiths: Transactions of the Royal Society of Edinburgh, **Earth Sciences, v. 87, 125-138**.

Avigad, D., Abbo, A., & Gerdes, A. (**2016**). "Origin of the Eastern Mediterranean: Neotethys rifting along a cryptic Cadomian suture with Afro-Arabia", **Bulletin, 128(7-8), 1286-1296**.

Aydin. F., (2003). PhD Thesis: "Değirmendere Vadisi (Trabzon-Esiroğlu, KD-Türkiye) Volkanitlerinin Mineral Kimyası, Petrolojisi and Petrojenezi [Mineral Chemistry, Petrology and Petrogenesis of the Değirmendere Valley Volcanics (Trabzon-Esiroğlu, NE-Turkey)]"., Karadeniz Technical University, Trabzon, Turkey.

Azomov P.A. and Shlukenberg A.G. (**1995**). "Numerical modeling of the growth zoning in metamorphic garnets". **Can. Mineral., 9: 132-145.**

Bacon C. R. and Hirschmann, M. M. (**1988**) "Mg/Mn partitioning as a test for equilibrium between coexisting Fe-Ti oxides" **Am. Mineral, 73(1-2), 57-61.**

Bagheri, S., Stampfli, G.M., (**2008**). "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications", **Tectonophysics 451, 123–155**.

Balaghi Einaloo, M., Sadeghian, M., Zhai, Minggou, Ghasemi, H., Mohajjel, M. (**2014**). "Zircon U-Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): Implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of Central Iran". **Journal of Asian Earth Science, 92, 92–124.**

Barker, A. J. (2004), "**An introduction to metamorphic textures and microstructures**". Publisher: 2th editions, Routledge, London.

Bassett, M. G. (2009), "**Early Palaeozoic peri-Gondwana terranes: new insights from tectonics and biogeography**". Geological Society, London, Special Publications, 325(1), 1-2. doi:10.1144/sp325.1

Becke, F., (**1908**), "UÈ ber Myrmekite". Schweizerische Mineralogische und **Petrographische Mitteilungen, 27, 377-390**.

Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Fisher, N.I.I., (**2002**) "Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type". Contrib. **Mineral. Petrol. 143, 602–622**.

Berberian, M., King, G.C.P., (**1981**). "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran". **Cananadian Journal of Earth Sciences 18, 210–265**.

Berger, J., Femenias, O., Mercier, J.C.C., Demaiffe, D., (**2005**) "Ocean-floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolites (western French Massif

Central): evidence of a rare preserved Variscan oceanic marker", **Journal of Metamorphic Geology 23 795–812.**

Berman, R.G., (**1988**) "Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $Na_2O–K_2O–CaO–MgO–FeO–Fe_2O_3–Al_2O_3–SiO_2–TiO_2–H_2O–CO_2$". **J. Petrol. 29, 445–522.**

Bertrand, P., Mercier, J.C., (**1985**) "The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for natural system?" **Earth and Planetary Science Letters 76 109-122**.

Best, G., (2003), "**Igneous and metamorphic petrology"**. Blackwell Science, 729p.

Bhatia M. R., Crook K. A. W. (**1986**), "Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting of sedimentary basins". **Contrib. Mineral. Petrol. 92, 181–193**.

Bhatia, M.R., (**1983**), "Plate tectonics and geochemical composition of sandstones", **Journal of Geology, 91, 611-627.**

Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A., Sen, A.K, Raith, M. (**1992**)." Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer". **Mineralogy and Petrology, 111: 87-93.**

Boynton, W.V. (**1984**). "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (ed), Rare Earth Element Geochemistry", **Elsevier, 63-114**.

Brady, J.B. (**1983**), "Intergranular diffusion in metamorphic rocks", **American Journal of Science 283-A, 181-200.**

Bramwell, M. G. (**1985**), "Metamorphic differentiation; a mechanism indicated by zoned kyanite crystals in some rocks from the Lukmanier region", Switzerland, **Mineralogical Magazine; v. 49; no. 350; p. 59-64**

Brown, M. & Rushmer, T. (**1997**). "The role of deformation in the movement of granite melt: views from the laboratory and the field". In: Holness, M. B. (ed.) Deformation-enhanced FluidTransport in the Earth's Crust and Mantle. London: Chapman and Hall, pp. 111–144.

Brown, M. & Solar, G. S. (**1999**), "The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm". **Tectonophysics 312,1–33**.

Brown, M. A., Brown, M., Carlson, W. D. & Denison, C. (**1999**), "Topology of syntectonic melt flow networks in the deep crust: inferences from three-

dimensional images of leucosome geometry in migmatites". **American Mineralogist 84, 1793–1818**.

Brown, M., (**1995**)," The late-Precambrian geodynamic evolution of the Armorican segment of the Cadomian belt (France): Distortion of an active continental margin during South-west directed convergence and subduction of a bathymetric high". **Géologie de la France 3, 3-22.**

Bucher , K., Grapes , R. , (2011), "**Petrogenesis of Metamorphic Rocks**". Springer Heidelberg Dordrecht London New York.

Chappell, B. W., White A. J. R., (1974)," Two contrasting granite types". Pacific Geology 8 (2): 173-174.

Chen, G. N, Grapes, R. (2007), "**Granite Genesis: In-Situ Melting and Crustal Evolution**", published by springer.

Chen, N., Zhang, L., Sun, M., Wang, Q., Kusky, T.M., (**2012**), "U–Pb and Hf isotopic compositions of detrital zircons from the paragneisses of the Quanji Massif, NW China: Implications for its early tectonic evolutionary history". **Journal of Asian Earth Sciences 54–55, 110–130.**

Chen, N.S., Sun M., You, Z.D., Malpas, J. (**1988**). "Wellpreserved garnet growth zoning in granulite from the Dabie Mountains, central China". J**. Metamorphic Geol., 16: 213-222.**

Claeson, D. T. (**1998**), "Coronas, reaction rims, symplectites and emplacement depth of the Rymmen gabbro, Transscandinavian Igneous Belt, southern Sweden", **Mineralogical Magazine, 62(6), 743-757.**

Clemens, J.D., Vielzuef, D., (**1987**), "Constraints on melting and magma production in the crust". **Earth Planet. Sc. Lett. 86, 287–306**.

Cleveland, J., Buddington, A., (**2014**). "A Geological Study of the McKenzie Conservation Area, Spokane County, Washington" County, Spokane. "A Geological Study of the McKenzie Conservation Area, Spokane County, Washington." https: // www. researchgate. net/ publication/ 283298101.

Coban, H., (**2007**), "Basalt magma genesis and fractionation in collision-and extension-related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia". **Earth-Science Reviews 80, 219-238**.

Coffin M. F., Eldholm O., (2005), "**Large igneous provinces**". In: Selley RC, Cocks R, Plimer IR, (eds) Encyclopedia of geology. Elsevier, Oxford 315–323.

Coffin M.F., Eldholm O., (**1994**), "Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences". **Rev Geophysics 32, 1–36**.

Cox, K.G., Bell, J.D., and Pankhurst, R.J. (1979), "**The interpretation of igneous rocks**". George Allen and Unwin. 450p.

Danyushevsky, L. V., Eggins, S. M., Falloon, T. J. and Christie, D. M., (**2000**), "H_2O abundance in depleted to moderately enriched mid-ocean ridge magmas; part I: Incompatible behaviour, implications for mantle storage, and origin of regional variations", **J. Petrol., 41, 1329–1364**.

Deer W. A., Howie A. and Sussman J. (1986), "**An interdiction to rock- forming minerals**". 17th. Longman Ltd, 528p.

Deer, W.A., Howie R.A., Zussman J. (1992), "**An introduction to the rock forming minerals**", Longmans 696 p, 2^{th} editions, London.

Dixon, J. E., and Clague, D. A., (**2001**), "Volatiles in basaltic glasses from Loihi seamount, Hawaii: Evidence for a relatively dry plume component", **J. Petrol., 42, 627–654.**

Dixon, J. E., Leist, L., Langmuir, C., and Schilling, J.-G., (**2002**), "Recycled dehydrated lithosphere observed in plumeinfluenced mid-ocean-ridge basalt", **Nature, 28, 385–389**.

Droop G. T. R. (**1987**), "A general equation for estimating Fe^{3+} concentration in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria", **Mineralogical Magazine 51: 431-435**.

El-Bialy, M. Z., Ali, K. A., El-Enen, M. M. A., & Ahmed, A. H. (**2015**), "Provenance and metamorphic PT conditions of Cryogenian–Ediacaran metasediments from the Kid metamorphic complex, Sinai, NE Arabian–Nubian Shield: Insights from detrital zircon geochemistry and mineral chemistry". **Tectonophysics, 665, 199-217.**

Ellam, R. M. and Cox, K. G.(**1991**)," An interpretation of Karoo picrate basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere". **Earth and Planetary Science Letters 105, 330-342.**

Elthon, D., (**1987**), "Petrology of the gabbroic rocks from the Mid-Cayman rise spreading centre". J. **Geophys. Res. 92 658–682.**

Emami M. H., (1981), PhD. thesis: "Geologie de la region de Qom-Ar an (Iran): Contribution a letude dynamique et geochimique du volcanisme Tertiaire de l'Iran Central", Grenoble university .

Ernst R. E., Buchan K. L., (**1997**), "Giant radiating dyke swarms: Their use in identifying Pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes". In: Mahoney JJ, Coffin MF (eds) Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. **AGU Geophys Monogr 100, 297–333.**

Ernst R. E., Buchan K. L., (**2003**), "Recognizing mantle plumes in the geological record", **Annual Rev Earth Planet Sci 31, 469-523.**

Ernst R. E., Buchan, K. L., Campbell I. H., (**2007**), "Frontiers in large igneous province research". **Lithos 79 271–297.**

Faramarzi, N.S., Amini, S., Schmitt, A.K., Hassanzadeh, J., Borg, G., McKeegan, K., Razavi, S.M.H. and Mortazavi, S.M., (**2015**), "Geochronology and geochemistry of rhyolites from Hormuz Island, southern Iran: A new record of Cadomian arc magmatism in the Hormuz Formation". **Lithos, 236, 203-211.**

Faure, G. and Mensing, T.M. (2005), "**Isotope Principle and Applications**". 3rd Edition, John Wiley & Sons, Hoboken.

Feenstra, A., (**1996**), "An EMP and TEM-AEM Study of Margarite, Muscovite and Paragonite in Polymetamorphic Metabauxites of Naxos (Cyclades, Greece) and the Implications of Fine - scale Mica Interlayering and Multiple Mica Generations". **Journal of Petrology, 37(1): 201-233**.

Ferry J. M. (**1994**), "A historical review of metamorphic fluid flow". **Journal of Geophysical Research 99 (15): 487-498.**

Ferry, J. M. & Spear, F. S. (**1978**)." Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet".**Contributions to Mineralogy and Petrology 66, 113–117**.

Flanagan. F. J. (**1973**), "values for international geochemical samples". **Geochim**. **Cosmochim. Acta 37, 1189-1200**.

Florence F.P., Spear F.S., (**1995**), "Intergranular diffusion kinetics of Fe and Mg during retrograde metamorphism of a pelitic gneiss from the Adirondack Mountains", **Earth and Planetary Science Letters, 134, p 329-340.**

Floyd, P.A., Leveridge, B.E., (**1987**), "Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: Framework mode and geochemical evidence from turbidite sandstones", **Journal of the Geological Society, 144(49), 531-542.**

Fossen, H. (2010). "**Structural Geology**", Cambridge University press

Foster, M. D., (1960), "**Interpretation of the composition of trioctahedral micas**", United States Geological Survey Professional Paper, 354.

Fritz, H., Abdelsalam, M., Ali, K. A., Bingen, B., Collins, A. S., Fowler, A. R., and Macey, P. (**2013**). "Orogen styles in the East African Orogen: A review of the Neoproterozoic to Cambrian tectonic evolution". **Journal of African Earth Sciences, 86, 65-106.**

Frost , C. D. , Frost , B. R. , (2014), "**Essentials of igneous and metamorphic petrology**". Cambridge University Press, University of Cambridge.

Frost B.R. Barnes C.G. Collins W. J. Arculus R. J. Fllis D. J. Frost C. D. (**2001**), "Geochemical Classification for Granitic Rocks". **Journal of Petrology, 42, pp: 2033-2048.**

Fu¨rsich, F.T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K. and Majidifard, M.R., (**2009**), " The Mid Cimmerian tectonic event (Bajocian) in the Alborz Mountains, northern Iran: Evidence of the break-up unconformity of the South Caspian Basin. In: South Caspian to Central Iran Basins (M.-F. Brunet, M. Wilmsen and J. Granath, eds)", **Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 312, 189–203.**

Furman, T., (**2007**), "Geochemistry of East African Rift basalts: An overview", **Journal of African Earth Sciences 48, 147-160.**

Ganguly, J. (**2002**) "Diffusion Kinetics in Minerals, Principles and Applications to Tectono-Metamorphic Processes". **EMU Notes in Mineralogy, 4, 271-309**.

Gardien, V., Thompson, A.B., Grujie, D., Ulmer, P., (**1995**), "Experimental melting of biotiteCplagioclaseCquartzGmuscovite assemblages and implications for crustal melting". **J. Geophy. Res. 100, 15581–15591**.

Gardner, P. M., Robins, B., (**1974**). "The Olivine–Plagioclase Reaction: Geological Evidence from the Sealand Petrographic Province, Northern Norway," **Contrib. Mineral. Petrol. 44, 149–156.**

Gibson R. L,. (**1992**) "Sequential, syndeformational porphyroblast growth during Hercynian low pressure/ high-temperature metamorphism in the Canigou massif, Pyrenees", **Journal of Metamorphic Geology, 10, p 637-650**.

Gieré, R., Sorensen, S.S., (**2004**). "Allanite and other REE-rich epidote-group minerals". Rev. **Mineral. Geochem. 56, 431–493**.

Graham, C.M., Powell, R., (**1984**). "A garnet–hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California". **Journal of Metamorphic Geology 3, 13–21**.

Griffin, W. L., (**1971**). "Genesis of coronas in anorthosites of the upper Jotun Nappe, Indre Sogn, Norway", **J. Petrol. 12, 219–243**.

Grimes, C. B., B. E. John, P. B. Kelemen, F. K. Mazdab, J. L. Wooden, M. J. Cheadle, K. Hanghøj and J. J. Schwartz (**2007**). "Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance". **Geology, 35(7), 643-646.**

Gromet. L. P., Dymek. R. F., Larry A. Haskin, R., Korotev., Y. L. (**1984**). The "North American shale composite: Its compilation, major and trace element characteristics". **Geochemica and Cosmochemica Acta Vol. 48. pp. 2469-2482**.

Gupta A. K, (2007). "**Petrology and genesis of igneous rocks**". New Delhi, Narosa Publishing House, 479p.

Haas, G. J. L. M., Nijland, T. G., Valbracht, P. J., et al., (**2002**), "Magmatic versus Metamorphic Origin of Olivine–Plagioclase Coronas," **Contrib. Mineral. Petrol. 143, 537–550.**

Haghipour, A. (1974), "Etude géologique de la région de Biabanak-Bafq (Iran central): Pétrologie et tectonique du socle précambrien et de sa couverture (Doctoral dissertation, Université Scientifique et Médicale de Grenoble).

Hamdi, B., Brasier, M.D., Jiang, Z., (**1989**)." Earliest skeletal fossils from Precambrian – Cambrian boundary strata, Elburz Mountains, Iran". **Geolological Magazine 126, 283–289.**

Hammarastrom, J. M., Zen, E. A., (**1986**)." Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer". **American mineralogist 71, 1297-1313**.

Hanski E., Mertanen S., Ramo T., Vuollo J., (2006) "**Dyke swarms: Time markers of crustal evolution**", Taylor & Francis Group, London.

Harker, A.,(1909)." **The natural history of igneous rocks**". Methuen and co. London.

Harrison, T. N. (**1988**). "Magmatic garnets in the Cairngorm granite, Scotland". **Mineral. Mag. 52, 659-67.**

Haskin, L. A. Haskin, M. A., Frey, F. A., Wildeman, T. R.. (1968) "Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: AHRENS, L. H. (ed). Origin and distribuitionof the elements". Oxford: Pergamon,. v.1, p. 889-911.

Haskin, M. A.; Frey, F. A. (**1966**), "Dispersed and not-so-rare-earth". **Science, n.152, , 299-314.**

Haskin, M. A.; Haskin, L. A. **(1966),** "Rare earths in European shales: a redetermination". **Science, n.154, , 507-509**.

Hassanzadeh, J., Stockli, D., Horton, B,. Axen, G,. Stockli, L,. Grove, M,. Shmitt, A,. Walker, D. (**2008**), "U-Pb zircon geochronology of late Neoprotrozoic –Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeographym magmatism, and exhumation history of Iranian basement". **Thectonophysics 451, p 71- 96**.

Hawthorne, F.C., and Henry, D.J. (**1999**), "Classification of the minerals of the tourmaline group". **European Journal of Mineralogy, 11, 201–215**.

Helz, R.T., (1976), "Phase Relations of Basalts in Their Melting Ranges at 2 HO P = 5 kbar. Part II. Melt Compositions". **Journal of Petrology, 17, 139-193**.

Henry, D.J., Charles, V.G., Jennifer, A.T. (**2005**)." The Ti- saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti–substitution mechanisms". **American Mineralogist, 90: 316-328**.

Hermann, J., Rubatto, D., Korsakov, A., Shatsky, V., (**2001**), Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan). **Contributions to Mineralogy and Petrology 141, 66–82**.

Herzberg, C.; Asimow, P. D.; Arndt, N.; Niu, Y. L.; Lesher, C. M.; Fitton, J. G.; Cheadle, Michael; and Saunders, A. D. (2007). "Temperatures in Ambient Mantle and Plumes: Constraints from Basalts, Picrites, and Komatiites." Geochemistry Geophysics Geosystems8. http://dx.doi.org/10.1029/2006GC001390

Hidaka, H., Shimizu, H., & Adachi, M. (**2002**), "U–Pb geochronology and REE geochemistry of zircons from Palaeoproterozoic paragneiss clasts in the Mesozoic Kamiaso conglomerate, central Japan: evidence for an Archean provenance". **Chemical Geology, 187(3-4), 279-293**.

Hinton, R.W., Upton, B.G.J., (**1991**), "The chemistry of zircon: variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths". **Geochim. Cosmochim. Acta 55, 3287–3302.**

Hoisch T.D. (**1991**). "Equilibria within the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + garnet + plagioclase, and implications for the mixing properties of octahedrally-coordinated cations in muscovite and biotite". **Contributions to Mineralogy and Petrology 108: 43–54.**

Hoisch, T. D. (**1990**). "Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + plagioclase + garnet". **Contributions to Mineralogy and Petrology, 104(2), 225-234.**

Holland, T.J.B., Blundy, J.D., (**1994**), "Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry". **Contributions to Mineralogy and Petrology 116, 433–447.**

Hollister, L.S. (**1969**). "Contact metamorphism in the Kwoiek area of British Columbia; An end-member of the metamorphic process". **Geol. Soc. Am. Bull., 80: 2464-2494**.

Hollister, L.S., Grissom, G.e., Peters, E.K., Stowell, H.H., and Sisson, V.R., (**1987**). "Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons". **American Mineralogist 72, 231-239.**

Hollocher, K. (2014). "**A pictorial guide to metamorphic rocks in the field**". CRC Press. 302p

Horton, B. K., Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Axen, G. J., Gillis, R. J., Guest, B., Amini, A., Fakhari, M. D., Zamanzadeh, S. M., Grove, M., (**2008**)." Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: Implications for chronostratigraphy and collisional tectonics". **Tectonophysics 451, 97-122**.

Hoskin, P.W.O., Ireland, T.R., (**2000**), "Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator". **Geology 28, 627–630.**

Hoskin, P.W.O., Kinny. P.D, Wyborn. D., (1998). "Chemistry of hydrothermal zircon: investigating timing and nature of water-rock interaction. In Water-Rock Interaction, WRI-9. Arehart GB, Hulston JR (eds) AA Balkema, Rotterdam, p 545-548.

Hoskin, P.W.O., Schaltegger, U., (**2003**), "The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. In: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds.), Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry 53. **Mineralogical Society of America, Chantilly, Virginia, pp. 27–62.**

Hosseini, S. H., Sadeghian, M., Zhai M., Ghasemi H., (**2015**). "Petrology, geochemistry and zircon U–Pb dating of Band-e-Hezar Chah metabasites (NE Iran): An evidence for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana", **Chemie der Erde 75, 207–218.**

Hsieh P.S., Chen C.H., Yang H.J., Lee C.Y., (**2008**) "Petrogenesis of the Nanling Mountainsgranitesfrom South China: constraints from systematic apatite geochemistry andwholerock geochemical and Sr–Nd isotope compositions", **Journal of Asian EarthSciences 33 428–451**.

Hushmandzadeh, A., (1969). PhD. These: "Metamorphisme et granitisation du massif Chapedony (Iran Central)"., Universite Scientifique et Medicale de Grenoble, France, 242p.

Hwang S. L., Shen P., Yui T.F., Chu H.T., (**2005**), "On the mechanism of resorption zoning in metamorphic garnet", **Journal. metamorphic Geol., 2003, 21, p761–769**..

Inui, M,. Toriumi, M. A., (**2004**) "theoretical study on the formation of growth zoning in garnet consuming chlorite". **J. Petrol., 45: 1369-1392.**

Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A. (**1971**). "A guide to chemical classification of thecommon volcanic rocks". **Can. J. Sci., 8,pp: 523-548.**

Ishikava Y, Sawaguchi T. Yavaga S. and Horiuchi M. (**1976**), "De lineation of prospecting targets for kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dasite and alteration haloes". **Chemical Geology 211, 47-69.**

Islam, M.D, (1996), PhD Thesis: "The ancient weathering crust in Finnish Lapland and the recent weathering crust in Bangladesh: A comparison".. Acta University Ouluensis, 285.

Jamshidi Badr, M., Collins, A.S., Masoudi, F., Cox, G., Mohajjel, M. (**2013**)." The U–Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran". **Turkish Journal of Earth Sciences 21. 22(1), 1-31.**

Jamshidi Badr, M., Masoudi, F. Collins, A.S., Cox, G. (**2010**)." Dating of Precambrian Metasedimentary Rocks and Timing of their Metamorphism in the Soursat Metamorphic Complex (NW IRAN): Using LA–ICP-MS, U–Pb Dating of Zircon and Monazite". **Journal of Sciences, 21(4): 311-319.**

Johnson, C. D., and Carlson, W. D., (**1990**), "The Origin of Olivine– Plagioclase Coronas in Metagabbros from the Adirondack Mountains", **J. Metamorph. Geol. 8, 697– 717.**

Johnson, M.e., and Rutherford, M.J. (**1989**)." Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California)". **Geology 17, 837-841**.

Keay, S., Lister, G., Buick, I., (**2001**), "The timing of partial melting, Barrovian metamorphism and granite intrusion in the Naxos metamorphic core complex, Cyclades, Aegean Sea, Greece". **Tectonophysics 342 (3–4), 275–312.**

King, P. B. (**1977**). "**The Evolution of North America**". princeton University Press, Princenton, pp 197.

Kinny, P.D., Wijbrans, J.R., Froude, D.O., Williams, I.S., Compston, W., (**1990**), "Age constraints on the geological evolution of the Narryer Gneiss Complex, Western Australia". **Aust. J. Earth Sci. 37, 51–69.**

Kohn, M.J., and Spear, F.S. (**1990**). "Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont". **American Mineralogist 75, 89-96**.

Kornprobst J. (2003), "**Metamorphic Rocks and Their Geodynamic Significance, A Petrological Handbook**". Kluwer Academic Publisher, New York. 208p.

Kosler, J., and P. J. Sylvester., (**2003**). "Present trends and the future of zircon in geochronology: Laser ablation ICPMS, in Zircon, edited by J. M. Hanchar and P. W. O. Hoskin," **Review Mineralogy and Geochemistry 53, 243–275.**

Kretz, R, (1994), "**Metamorphic Crystallization**". Wiley, New York.

Kretz, R. (**1966**), "Metamorphic differentiation at Einasleigh, Northern Queensland", **Journal of the Geological Society of Australia, 13:2, 561-582**.

Krienitz M. S. Hasse K. Mezger K. Eckardt V. and Shaikh-Mashail M. A. (**2006**) "Magma genesis and crustal contamination of continental intraplate lavas in northwestern Syria", **Contrib Mineral Petrol. 151, pp 698–716.**

La Fleche M. R. Duphy M. R. Bougault H. (**1992**), "Geochemistry and petrogenesis of mafic volcanic rocks from the southern Abitib belt, Quebec". **Precambrian Research, 57, 207-241**.

Larikova, T. L., (**2000**), "Genesis of drusitic (Corona) textures around Olivine and orthopyroxene during metamorphism of gabbroids in northern Belomorie, Karelia," **Petrologiya 8 (4), 430–448**.

Le Bas, N. J., (**1962**), "The role of aluminous in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage Am". **J. Sci. No.260, 267-288.**

Le Breton, N., Thompson, A.B., (**1988**), "Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis". **Contrib. Min. Pet. 99, 226–237**.

Leake B. E, (**1965**), "The relationship between tetrahedral aluminum and the maximum possible octahedral aluminum in natural calciferous and subcalciferous amphiboles", **American Mineralogist 50 843 – 851**.

Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S.,

Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G.(**1997**)," Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names". **Canadian Mineralogist 35, 219– 246.**

Leake, R. E. (**1978**)." Nomenclature of amphiboles". Canadian Mineralogist 16, 501-520.

Letterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard D., Marchal, M., (1982) "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series", **Earth and Planetary Science Letters 59 139–54**.

Lindsley, D.H., (**1983**). "Pyroxene Thermometry". **American Mineralogist, 68, 477-493**.

Linnemann, U., Romer, R. L., Gerdes, A., Jeffries, T. E., Drost, K. and Ulrich, J., (**2010**), "The Cadomian orogeny in the Saxo-Thuringian zone. In: Linnemann, U., Romer, R. L. (Eds.), Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen". **Schweizerbart, Stuttgart, pp.37–58.**

Liou, J.G., Kuniyoshi, S., Ito, K., (**1974**). "Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system". **American Journal of Science 274, 613–632.**

London, D., Manning, D.A.C., (**1995**). "Chemical Variation and Significance of tourmaline from southwest England", **Economic Geology, 90, 495-519**.

Maas, R., Kinny, P.D., Williams, I.S., Froude, D.O., Compston, W., (**1992**). "The Earth's oldest known crust: a geochronological and geochemical study of 3900–4200 Ma old detrital zircons from Mt. Narryer and Jack Hills, Western Australia. Geochim". **Cosmochim. Acta 56, 1281–1300.**

Majumdar, A. S., Hövelmann, J., Vollmer, C., Berndt, J., Mondal, S. K., & Putnis, A. (**2016**). "Formation of Mg-rich olivine pseudomorphs in serpentinized dunite from the Mesoarchean Nuasahi Massif, Eastern India: Insights into the evolution of fluid composition at the mineral–fluid interface". **Journal of Petrology, 57(1), 3-26**.

Malekpour-Alamdari, A., Axen, G., Heizler, M., and Hassanzadeh, J., (**2017**), "Large-magnitude continental extension in the northeastern Iranian Plateau:

Insight from K-feldspar $^{40}Ar/^{39}Ar$ thermochronology from the Shotor Kuh–Biarjmand metamorphic core complex", **Geosphere, v. 13, no. 4, p. 1207–1233.**

Mannan, A. (2002). "**Stratigraphic evolution and geochemistry of the neogene Surma group, Surma basin**", Sylhet, Bangladesh. University of Oulu.

Marakushev, A.A., Tararin, I.A., (**1965**). "On the mineralogical criteria of alkalinity of the granites. Izv. Akadimsza Nauk, SSSR", **Series Geol. 3, 20–37**.

Marsh B.D., Fournelle J., Myers J.D., Chou I.M., (**1990**) "On plagioclase thermometry in island-arc rocks: xperiments and theory". In: Spencer R.J., Chou I.-M (Eds.), Fluid–Mineral Interactions: A Tribute to H.P. Eugster, **Geochem. Soc. Spec. Pub., vol. 2 65–83.**

Masoudi, F., Mehrabi, B., Mahmoudi, Sh., (**2006**)." Garnet (almandine-spessartine) growth zoning and its application to constrain metamorphic history in Dehsalm Complex, NE Iran". **Journal of Science, 17(3): 235-244.**

McLennan, S. M., (**1989**), Rare earth elements in sedimentary rocks; influence of provenance and sedimentary procceses. In: Lipin, B. R., McKay, G. A. (eds.), Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. **Reviws in Mineralogy, 21, pp. 169-200.**

Menegon, L., Pennacchioni,G., AndStunitz,H. (**2006**), "Nucleation and growth of myrmekite during ductile shear deformation in metagranites". **J. metamorphic Geol., 24, 553-568.**

Michael, P. J. (**1995**), "Regionally distinctive sources of depleted MORB: Evidence from trace elements and H_2O", **Earth Planet. Sci. Lett., 131, 301–320.**

Middlemost, E.A.K. (1985)." **Magma and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology**". Longman Group U.K., pp: 73-86.

Misra, S.N., (**1971**). "Chemical distinction of high-grade ortho- and para-metabasites". **Norsk Geologisk Tidsskrift 51, 311–316**.

Miyashiro, A., (1973). "**Metamorphism and Metamorphic Belts**". Allen & Unwin, London, p. 492.

Moghazi, A.M., , Ali K.A. , Wilde, S.A., Zhou, Q., Andersen, T., Andresen, A., Abu ElEnen, M.M., Stern, R.J., (**2012**). "Geochemistry, geochronology, and Sr–Nd isotopes of the Late Neoproterozoic Wadi Kid volcano-sedimentary rocks, Southern Sinai, Egypt", **Lithos 154, 147-165.**

Monazzami Bagherzadeh. R., Karimpour, M. H., Lang Farmer, G., Stern. C.R., Santos, J.F., Rahimi, B., Heidarian F., Shahri, M. R., (**2015**), "U–Pb zircon

geochronology, petrochemical and Sr–Nd isotopic characteristic of Late Neoproterozoic granitoid of the Bornaward Complex (Bardaskan-NE Iran)", **Journal of Asian Earth Sciences 111: 54 –71.**

Montero, P., Bea, F., Zinger, T. F., Scarrow, J. H., Molina, J. F. & Whitehouse, M. J. (**2004**). "55 million years of continuous anatexis in central Iberia: single zircon dating of the Pen‹a Negra Complex". **Journal of the Geological Society, London 161, 255-264**.

Morimoto N., Fabrise J., Ferguson A., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Akoi K., Gottardi G., (**1988**). "Numenclature of pyroxenes", **American Mineralogist, Volume 7 3, pages 1123- 1133.**

Murali, A.V., Parthasarathy, R., Mahadevan, T.M., Das,M.S., (**1983**). "Trace element characteristics, REE patterns and partition coefficients of zircons from different geological environments—a case study on Indian zircons. Geochim. Cosmochim". **Acta 47, 2047–2052.**

Nachit H., Rezfimahefa N., Stussi J.M., Carron J.P., **(1985),** "Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides", Comptes Rendus Hebdomadaires de 1 **Academic des Sciences 301(11), 813-818**.

Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Nagendra, R., Armstrong Altrin, J. S., & Moutte, J. (**2007**). "Geochemistry of Neoproterozoic shales of the Rabanpalli Formation, Bhima Basin, Northern Karnataka, southern India: implications for provenance and paleoredox conditions". **Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 24(2).**

Nakamura N., (**1974**), "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites". **Geochim. Cosmochim. Acta, 38, (1974), 757 – 775**.

Niggli, V.C.R. (**1965**), "Uber die Natur sagenitartig angeordneter Nadeln in Biotit". **Schweizer Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 45, 807-8 I 7**.

Nimis, P., and Taylor., (**2000**). "Single clinopyroxene thermobarometry for garnetperidotites. Part I.Calibration and testing of a Cr-in –Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer". **Contributions to Mineralogy and Petrology, 139, 541-554**.

Owen, J. V., & Marr, R. A. (**1990**). "Contrasting garnet parageneses in a composite Grenvillian granitoid pluton, Newfoundland". **Mineralogical Magazine, 54(376), 367-380.**

Panjasawatwong Y., Danyushevsky L.V., Crawford A.J., Harris, K.L., (**1995**), "An experimental study of the effects of melt composition on plagioclase-melt equilibria at 5 and 10 kbar; implications for the origin of magmatic high-An plagioclase". **Contributions to Mineralogy and Petrology, 118 420–432**.

Passarelli C. Basei M. Siga Jr O. Reath I.M. Neto M. (**2010**) "Deformation and geochronology of syntectonic granitoids emplaced in the Major Gercino Shear Zone, southeastern South America", **Gondwana Research 17: 688-703.**

Passchier, C.W., (**1986**). "Mylonites in the continental crust and their role as seismic reflectors", **Geol. Mijn, V.65, P.167-176.**

Passchier, C.W., and Trouw, R. A. J., (1996) "**Microtectonics**", springer-Verlag, Berlin, Germany. 289p.

Passchier, C.W., and Trouw, R.A., (2005). "**Microtectonics**", vol. 2. Springer, Berlin, 322 p.

Patiño Douce, A.E., (1999). "**What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas?** " Geological Society of London Special Publication 168, 55–75.

Pearce J.A., (**1996**) A users guide to basalt iscrimination diagrams. In:Wyman, D. A. (eds) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration", **Geological Association of Canada 12, 79- 113.**

Pearce, J.A., (1983). "Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins". In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Shiva, Nantwich, UK, pp. 230–249.

Pearce, J.A., (**2008**), "Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust". **Lithos 100, 14–48.**

Peccerillo, R., Taylor, S.R. (**1976**)." Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey". **Contrib. Mineral. Petrol., 58, 63-81.**

Peng P., (2010) "**Reconstruction and interpretation of giant mafic dyke swarms: a case study of 1.78 Ga magmatism in the North China craton**". Geological Society, London, Special Publications 338, 163-178.

Perchuk, L. L. and Lavrent'eva, I. V. (**1990**). "Garnetorthopyroxene and garnet-amphibole geothermobarometry". **International Geological Review 32, 486-507.**

Pettijohn, F. J., (**1972**). "The Archean of the Canadian Shield: A resume". **Geol. Sot. Amer. Mem. 135, 131-149**.

Phillips, E. R., (**1974**), "Myrmekite - One hundred years later", **Lithos, v. 7, p. 181-194**.

Pisonero, J., Fernandez, B., & Gunther, D. (**2009**). "Critical revision of GD-MS, LA-ICP-MS and SIMS as inorganic mass spectrometric techniques for direct solid analysis". **Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 24(9), 1145-1160.**

Pitcher, W.S., (1993). "The **nature and origin of granite. Blackie Academic and Professional**", pp. 218–237.

PLATES Project. (1999), Institute of Geophysics, University of Texas at Austin.

Poller, U., Huth, J., Hoppe, P., & Williams, I. S. (**2001**). "REE, U, Th, and Hf distribution in zircon from western Carpathian Variscan granitoids: a combined cathodoluminescence and ion microprobe study". **American Journal of Science, 301(10), 858-867.**

Preiss, W., & Forbes, B. G. (**1981**). "Stratigraphy, correlation and sedimentary history of Adelaidean (Late Proterozoic) basins in Australia", **Precambrian Research, 15(3-4), 255-304.**

Putirka, K., (**2008**). "Thermometers and Barometers for Volcanic Systems", **Reviews in Mineralogy and Geochemistry 69, 61-120**.

Putirka, K., Johnson, M., Kinzler, R., Walker, D., (**1996**). "Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar". **Contributions to Mineralogy and Petrology 123, 92-108.**

Putirka, K., Ryerson, F.J., Mikaelian, H., (**2003**). "New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions, based on clinopyroxene + liquid equilibria" **American Mineralogist 88, 1542-1554**.

Rahmati Ilkhchi, M., Jerebek, P., Faryad, Sh., Koyi, Hemin A., (**2010**)." Mid-Cimmerian, Early Alpine and Late Cenozoic orogenic events in the Shotur Kuh metamorphic complex, Great Kavir block, NE Iran". **Tectonophysics 494, 101-117.**

Rahmati-Ilkhchi, M., (2009). Ph.D. Thesis: "Metamorphism and geotetconic position of the Shotorkuh complex, Central Iranian Block" geological survey of Czech Republic.

Rahmati-Ilkhchi, M., Faryad, S.W., Holub, F.V., Košler, J., Frank, W., (**2011**)." Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur Kuh Metamorphic Complex (Central Iran)". **International Journal of Earth Sciences. 100:45–62**.

Rahmati-Ilkhchi, M., Jerˇa´bek, P., Faryad, S.W., Kosˇler, J., (2008)." Tectonometamorphic evolution of the Shotur Kuh metamorphic core complex in the Central Iranian block". In: 6th Meeting of the Central European Tectonic Group, Upohlav Slovakia SlovTec.

Ramezani, J., (1997) Ph.D. thesis: "Regional geology, geochronology and geochemistry of the igneous and metamorphic rock suites of the Saghand area, central Iran", Washington University, St. Louis, Missouri, 416 p.

Ramezani, J., Tucker, R.D., (**2003**). "The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics". **American Journal of Science 303, 622 665.**

Ramsay, J.G., (**1982**). "Rock ductility and its in¯uence on the development of tectonic structures in mountain belts". In: Hsu, K., (Ed.), Mountain Building Processes. Academic Press, London.

Ramsay, J.G., Graham, R.H. (**1970**) "Strain variation in shear belts". **Can J Earth Sci 7:786-813.**

Rasul N. M.A., Stewart I. C.F., (2015) "**The Red Sea:The Formation, Morphology, Oceanography andEnvironment of a Young Ocean Basin**", Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 627p.

Raymond L.A. (2002). "**Petrology, The study of Igneous, Sedimentary and Metamorphic Rocks**". Mc Graw Hill. 720p.

Reed, S. J. B. (2005). "**Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology**", 2nd ed. xiii + 192 pp. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press.

Roberts, D. G., & Bally, A. W. (**2012**), "From rifts to passive margins: A continuum of extension" in Roberts, D.G. In A. W. Bally (Ed.), Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Rift Systems and Sedimentary Basins (pp. 18-31). Boston: Elsevier.

Rollinson H. (1993) "**Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation**" Longman, Essex, p 325.

Rong, J. S., (2002)," **Myrmekite formed by Na- and Ca-metasomatism of K-feldspar:Myrmekite**", ISSN 1526-5757, electronic Internet publication, no. 45.

Roser B. P., Korsch R. J. (**1986**), "Determination of tectonic setting of sandstonemudstone suites using SiO_2 content and K_2O/Na_2O ratio". **J. Geol. 94, 5, 635–650.**

Rossetti, F., Nozaem, R., Lucci, F., Vignaroli, G., Gerdes, A., Nasrabadi, M., Theye, T., (**2014**), "Tectonic Setting and Geochronology of the Cadomian (Ediacaran–Cambrian) Magmatism in Central Iran, Kuh-e-Sarhangi Region (NW Lut Block)". **Journal of Asian Earth Sciences. Journal of Asian Earth Sciences, 102, 24-44.**

Safonov, O. G., (**1998**), "The role of alkalis in the formation of coronitic textures in metamangerites and metaanorthosites from the Adirondack complex, United States", **Petrologiya 6, 634–654.**

Saki, A. (**2010**)." Proto-tethyan remanants in northwest Iran: Geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks", **Godwana research 17: 704-714**.

Saki, A., Moazzen, M., & Baharifar. A.A., (2012) "Migmatite microstructures and partial melting of Hamadan metapelitic rocks, Alvand contact aureole, western Iran", **International Geology Review**, 54:11, 1229-1240

Samani, B. A. (**1988**). "Metallogeny of the Precambrian in Iran". **Precambrian research, 39(1-2), 85-106.**

Samani, B.A., Zhuyi, G., Xuetao, G., Chuan, T., (**1994**)." Geology of Precambrian in central Iran; on the context of stratigraphy, magmatism and metamorphism". **Geosciences Quarterly Journal of Geological Survey of Iran 3 (10), 40–63**.

Sant'Ovaia H. Olivier B.P. Ferreirac N. Noronha a.F. Leblanc D. (**2010**), "Magmatic structures and kinematics emplacement of the Variscan granites from central Portugal (Serra da Estrela and Castro Daire areas)", **J. of Structural Geology 32. 1450-1465**.

Sawyer, E. W. (**1998**). "Formation and evolution of granite magmas during crustal reworking, the significance of diatexites". **Journal of Petrology 39, 1147–1167**.

Sawyer, E. W. Brown, M. (2008)." **Working with migmatites**", Series editor, Robert Raeside, Mineralogical Association of Canada, Quebec City, Quebec, 168pp.

Sawyer, E.W. (2008). "**Atlas of Migmatites**". The Canadian Mineralogist, Special Publication 9. NRC Research Press, Ottawa, Ontario. 371p.

Schiøtte, L., Compston, W., Bridgwater, D., (**1988**). "U–Th–Pb ages of single zircons in Archean supracrustals from Nain Province, Labrador, Canada". Can. **J. Earth Sci. 26, 2636–2644.**

Schmidt M.W., Poli S., (**1998**) "Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation". **Earth and Planetary Science Letters 163(1) 361-379.**

Schmidt, M.W., (**1992**)." Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the AI-in-hornblende barometer." **Contributions to Mineralogy and Petrology 110, 304-310**.

Schweitzer, E.L., Papike, J.J., Bence, A.E., (**1979**). "Satical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts". **American Mineralogist. 64, 501-513.**

Seyed-Emami, K., Fursich, F.T., Wilmsen, M., Cecca, F., Majidifard, M.R., Schairer, G.Shekarifard, A (**2006**). "Stratigraphy and ammonite of the upper Shemshak Formation (Toarcian-Aalenian) at Tazareh, eastern Alborz, Iran" **J.Of. Asian Earth Science 28, , 259-275.**

Shafaii Moghadam, H., Khademi, M., Hu, H., Stern, R. J., Santos, J.F., Wu, Y. (**2015**) "Cadomian (Ediacaran Cambrian) arc magmatismin the ChahJam–Biarjmandmetamorphic complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana," **Gondwana Research** . 27, 1, Pages 439-452.

Shafaii Moghadam, H., Li, H. X., Stern, R. J., Ghorbani, G., Bakhshizad, F., (**2016a**). "Zircon U–Pb ages and Hf–O isotopic composition of migmatites from the Zanjan – Takab complex, NW Iran: Constraints on partial melting of metasediments", **Lithos (240 –243): 34–48.**

Shafaii Moghadam, H., Li, H. X., Stern, R. J., Santos, J.F., Ghorbani, G., Pourmohsen, M. (**2016b**). "Age and nature of 560–520 Ma calc-alkaline granitoids of Biarjmand, northeast Iran: insights into Cadomian arc magmatism in northern Gondwana", International Geology Review, DOI: 10.1080/00206814.2016.1166461.

Shafaii Moghadam, H., Li, H.X., Griffin, W. l., Stern, R. J., Santos, J.F., Thomsen B., Meinhold G., Aharipour, R., O'Reilly S. Y., (**2017a**). "Early Paleozoic tectonic reconstruction of Iran: Tales from detrital zircon geochronology", **Lithos 268–271, 87–101**.

Shafaii Moghadam, H., Li, H.X., Santos, J.F., Stern, R. J., Griffin, W., Ghorbani, G., Sarebani, N., (**2017b**). "Neoproterozoic magmatic flare-up along the N. margin of Gondwana: The Taknar complex, NE Iran", **Earth and Planetary Science Letters 474, 83–96**.

Shand, S.J. (1943). "**Eruptive rocks.Their genesis, composition, classification andtheir relation to deposits**". Thomas Murby and co, London 488P.

Shau, Y.H., Yang, H.Y., Peacor, D.R., (**1991**). On oriented titanite and rutile inclusions in sagenitic biotite. **American Mineralogist, 76, 1205-1217**.

Slack, J.F., Palmer, M.R., Stevens, B.P.J., Barnes, R.G., (**1993**). "Origin significance of tourmalinerich rocks in the Broken Hill district, Australia", **Economic Geology, 88, p. 505-541.**

Soesoo, A., (**1997**) "A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PT-estimations". **Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen) 119, 55-60.**

Solar, G. S. & Brown, M. (**2001**). "Petrogenesis of Migmatites in Maine, USA: Possible Source of Peraluminous Leucogranite in Plutons?", **Journal of petrology, 42, 4 789–823.**

Spear, F.S. (**1991**). "On the interpretation of peak metamorphic temperatures in light of garnet diffusion during cooling". **Journal of Metamorphic Geology, 9, 379-388.**

Spear, F.S. and Peacock, S.M. (1989) "**Metamorphic Pressure-Temperature-Time Paths**",. American Geophysical Union, Washington. 102 p.

Spear, F.S., Selverstone, J., Hickmott, D., Crowley, P. and Hodges, K.V. (**1984**) "P-T paths from garnet zoning: A new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terranes". **Geology, 12, 87-90**.

Srivastava R. K., (2011) "**Dyke Swarms: Keys for Geodynamic Interpretation", Springer-Verlag Berlin Heidelberg"**, 637p.

Stein, E. and Dietl, C.,(**2001**)." Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald." **Mineralogy and Petrology 72, 185–207**.

Stern, R. J., Ali, K. A., Ren, M., Jarrar. G. H., Romere, R. L., Leybourne, M. I., Whitehouse, M. J. and Ibrahim, K. M., (**2016**) "Cadomian (~560 Ma) crust buried beneath the northern Arabian Peninsula: Mineral, chemical, geochronological, and isotopic constraints from NE Jordan xenoliths", **Earth and Planetary Science Letters 436, 31–42**.

Stillwell, F. L., (**1918**): "The metamorphic rocks of Adélie Land. Sci. Rep". **Australasian Antarctic Exped. 1911-1914**.

Stöcklin, J., (**1968**)." Structural history and tectonics of Iran: a review." **American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52, 1229–1258**.

Sun, S.S., McDonough, W.F., (**1989**). "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes. In: Sanders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins:" **Geological Society Special Publication, 42, pp. 528–548.**

Sylvester, P. J., (**1998**)." Post collisional strongly peraluminous granites." **Lithos 45, 29–44.**

Taylor, S. R., McLennan, S. M., (**1981**), "The compositiom and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks". **Phil. Trans. R. Soc., A301, 381-399.**

Tchameni, R., Pouclet, A., Penaye, J., Ganwa, A. A, and Toteu, S. F., (**2006**)." Petrography and geochemistry of Ngaoundere Pan-African granitoids in Central North Cameroon: Implications for their sources and geological setting" **Journal of African earth sciences 44, 511-529**.

Teixeira, R.J.S., Neiva, A.M.R., Silva, P.B., Gomes, M.E.P., Andersen, T., Ramos, J.M.F. (**2011**)." Combined U–Pb geochronology and Lu–Hf isotope systematics by LAM–ICPMS of zircons from granites and metasedimentary rocks of Carrazeda de Ansiães and Sabugal areas, Portugal, to constrain granite sources." **Lithos 125, 321–334**.

Thomas, R. J. and Ellison, R. A., Goodenough, K. M., Roberts, N. M. W., All, P. A., (**2015**) "Salt domes of the UAE and Oman: probing eastern Arabia". **Precambrian Res.256, 1–16.**

Thompson, A.B., (**1982**), "Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H2Oundersaturated granitic liquids". **Journal of Science, v. 282, pp: 1567–1595.**

Tischendorf, G., Gottesmann, B., Forster, H. J. and Trumbull, R. B. (**1997**) "On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analysis and an improved diagram for graphical representation". **Mineralogical Magazine 61: 809-34.**

Torabi, Gh. (2009), "Chromitite potential in mantle peridotites of theJandaq ophiolite (central Iran)", **Geoscience 341, 982-99.**

Tracy R.J. (1986). "Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals". Reviews in Mineralogy, Vol. 10, Chapter 9.

Trouw R.A.j., Passchier C.W., Wiersma D.J. (2010), "**Atlas of mylonites and related microstructures**", Springer. 322p.

Turner, S. P. Stuwe, K., (**1992**). "Low-pressure corona textures between olivine and plagioclase in unmetamorphosed gabbros from Black Hill, South Australia". **Mineralogical Magazine, 56, 503–509**.

Van hinsberg V.J., Henry D.J., Marschall H.R., (**2011**) "Tourmaline an ideal indicator of its host environment", **The Canadian mineralogist, 49, 1-16.**

Verdel, C., Wernicke, B.P., Ramezani, J., Hassanzadeh, J., Renne, P.R., Spell, T.L., (**2007**). "Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran." **Geological Society of America Bulletin 119, 961–977.**

Verma, P., Sengupta, S., Chaddh D.K., and Pant, N.C. (**2005**) Dehydration melting studies in a 'Kyanite terrain, Manali, NW Himalayas, **Journal of Asian Earth Sciences 25, 345–366.**

Vernon, R.H., (2004)." **A practical guide to rock microstructure**." Cambridge University Press, Cambridge. pp. 594.

Walker, K. R., Joplin, G. A,, Levering, J. F. & Green, R. (**1960**) "Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the precambrian of northwestern Queensland". 3.**Geol. Soc. Australia 6, 149-177**.

Wang Z., Zhao Y., Zou H., Li W., Liu X., Wu H., Xu G., Zhang S., (**2007**) "Petrogenesis of the Early Jurassic Nandaling flood basalts in the Yanshan belt, North China Craton: A correlation between magmatic underplating and lithospheric thinning". **Lithos 96 543-566.**

Wang. Q., Zhu. D. C., Zhao. Z. D., Guan. Q., Zhang. X. Q., Sui. Q. L., Hu. Z. C., Mo. X. X., (**2012**)." Magmatic zircons from I, S and A-type granitoids in Tibet: Trace element characteristics and their application to detrital zircon provenance study." **Journal of Asian Earth Science 53, 59-66**.

Weaver, B., Tarney. J., (**1984**), "Empirical approach to estimating the composition of the continental crust". **Nature, 310, 575-57**.

Werner, C.D., (**1987**). "Saxonian granulites—igneous or lithogenous: a contribution to the geochemical diagnosis of the original rocks in high grade metamorphic complexes. In: Gerstenberger, H. (Ed.), Contributions to the geology of the Saxonian granulite massif (Sachsisches Granulitgebirge)": **Zfl -Mitteilungen, 133, pp. 221–250**.

Whitehouse, M.J., Kamber, B.S., (**2002**). "On the overabundance of light rare earth elements in terrestrial zircons and its implication for Earth's earliest magmatic differentiation". **Earth Planet. Sci. Lett. 204, 333–346.**

Whitehouse, M.J., Platt, J.P., (**2003**). "Dating high-grade metamorphism—constraints from rare earth elements in zircon and garnet". Contrib. **Mineral. Petrol. 145, 61–74.**

Whitney, D. L., Teyssier, C., Rey, P., & Buck, W. R. (2013). "Continental and oceanic core complexes". Bulletin, 125(3-4), 273-298.

Whitney, D., Evans. B. (2010). "Abbreviations for names of rock forming minerals". American mineralogist 95: 185-187.

Whitney, P. R., and McLelland, J. M., (**1973**). "Origin of Coronas in metagabbros of the Adirondack Mts, NY" Contrib. **Mineral. Petrol. 39, 81–98**.

Wilbur D.E., Ague J.J., (**2006**). "Chemical disequilibrium during garnet growth: Monte Carlo simulations of natural crystal morphologies", **Geology, v. 34, No. 8, p. 689–692.**

Williams, I.S., Claesson, S., (**1987**). "Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides: II. Ion microprobe zircon U–Th– Pb". **Contrib. Mineral. Petrol. 97, 205– 217.**

Wilmsen, M,. Fursich, F.T., Seyed-Emami, K,. Majidifard, M.R. and Taheri, J.(**2009**), " The Cimmerian Orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland." **Terra Nova, 21, 211–218**.

Winchester, Jce J.A., Floyd, P.A., (**1977**) "Geological magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks", **Earth and Plan. Sci. 28, , 459-469.**

Winkler, H. G. F., (1976). **Petrogenesis of metamorphic rocks**, 4th edition. Springer, New York.

Winter, J. D., (2001), "**An Introduction to igneous and metamorphic petrology**". Upper Saddle River, New Jersey, USA, Prentice-Hall, Inc., 697.

Wu, C., Zhang, J. & Ren, L. (**2004**)." Empirical Garnet-Biotite- Plagioclase-Quartz (GBPQ) geobarometry in medium to high-grade metapelites." **Journal of Petrology 45: 1907–1921**.

Yardley , B. W. D. , (1989) , "**An introduction to metamorphic petrology**". Longman, Essex, UK.

Yardley B.W.D. (**1977**). "An empirical study of diffusion in garnet". **Ibid., 62: 793-800**.

Yuan, H. L., S. Gao, M. N. Dai, C. L. Zong, D. Gu¨nther, G. H. Fontaine, X. M. Liu, and C. R. Diwu., (**2008**)." Simultaneous determinations of U-Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS," **Chemical Geology 247, 100–118**.

Yuguchi,T., Nishiyama,T.(**2008**)."The mechanism of myrmekite formation deduced from steady-diffusion modeling based on petrography: Case study of the Okueyama granitic body, Kyushu, Japan". **Lithos 106, pp: 237–260.**

Yui, T. F., Shen, P., & Liu, H. H. (2001), "Titanite inclusions in altered biotite from granitoids of Taiwan: microstructures and origins". **Journal of Asian Earth Sciences, 19(1-2), 165-175.**

Zakrutkin, V.V., Grigorenko, M.V., (**1968**). "Titanium and alkalies in biotite in metamorphic facie". **Doklady Akademii nauk SSSR 3, 683-686**.

Zhao, J. H., and Zhou, M. F., (**2007**), "Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua District (Sichuan province, SW China): Implications for Subduction-Related Metasomatism in the Upper Mantle". **Precambrian Research 152: 27-47**.

Zhu, C.Y., Zhao, G., Sun, M., Eizenhöfer, P.R., Liu, Q., Zhang, X., Han, Y. and Hou, W., (**2017**), "Geochronology and geochemistry of the Yilan greenschists and amphibolites in the Heilongjiang complex, northeastern China and tectonic implications**". Gondwana Research, 43, pp.213-228.**

Zindler, A. and Hart, S., (**1986**) "Annual Review of Earth and Planetary Sciences", Chem.Geodynamic. 14: 493-571.

Abstract

Shotor-Kuh Metamorphic-Igneous Complex (SKMIC) located in the 80 Km SE Shahrood and northern margin of the central Iran structural zone. This complex includes wide variety of metamorphic rocks: metapelite (phyllite, micaschist and paragneiss), metabasite (amphibolites and garnet amphibolites), metasandstone (metapsammite), metagraywacke, and metacarbonate (calcitic and dolomitic marbles). Protoliths of the metabasite had been submarine basaltic lava flows, diabasic dike swarms and small-scale predotite, olivinegabbro, gabbro and dioritic intrusions.

Metamorphism intensity in the highest degree resulted in producing of granitic aplites from metapelites and tonalite and plagiogranite from metabasites. Anatexy leucogranites intruded in the SKMIC in the form of packets, veins, dikes, apophyses, and small-scale intrusions.

Shotor-Kuh Complex overlaid by the late Triassic -lower Jurassic sedimentary sequences which then supposed low grad metamorphism. The SKMIC and lower Jurassic rocks are crosscut by middle Jurassic diabasic dykes.

In respectively, based on the obtained thermobarometry results of metapelites, metabasites and olivine gabbros, formed in temperatures of 450-760, 618-626 and 1008-1358 ºC and average pressure 7-13, 9-11 and 6-10 Kb, which corresponds to P-T conditions of amphibolite and upper amphibolites facies. Metamorphic rocks with metamorphism in the limit of greenschist facies have very low extension outcrops.

U-Pb zircon dating on gneisses, metabasites and metarhyolites yield $^{238}U/^{206}Pb$ ages of 571 to 526 Ma. The initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios of leucogranites (0.718243), gneisses (0.709018) and metabasites (0.706036-0.712020), and also ε_{Nd} (550) values of leucogranites (-6.96), gneisses (-3.94) and metabasites (-2.87 to 4.25) indicates that leucogranites and gneisses were derived from a crust source and the primarily of protoliths of metabasites derived from a subcontinental lithospheric mantle source.

Based on field geology, petrography and geochemical evidences, the extensional regime of the late Neoproterozoic sedimentary basin of Iran led to formation of limited extensions of sea-ocean basins. The primarily sedimentary sequences (protoliths of the SKMIC) formed during intracontinental extensional tectonic regimes (in back arc basin or rifting tectonic setting). These intracontinental basins, have been closed during fast closure event, then metamorphosed and formed tectonic mélange or accretionary prisms. With respect to time range of carried out procedures, these mentioned metamorphism and magmatic events are considered some parts of Cadomian orogeny.

Keywords: metapelite, thermobarometry, extensional tectonic regimes, Cadomian, Central Iran, Shotor-Kuh, Shahrood.

Shahrood University of Technology
Faculty of earth sciences

Ph.D. Thesis in Geology

Petrology and geochemistry of Shotor Kuh metamorphic complex

By: Sakineh Shekari

Supervisor:

Dr. Mahmoud Sadeghian

Advisor:

Dr. Habibollah Ghasemi

July, 2018