

کانی‌شیمی و کانی‌شناسی در پگماتیت مسترون (شمال الیگودرز- استان لرستان)

اسماعیل درویشی^۱، سید وحید شاه‌روخی^{۲*}

۱- گروه زمین‌شناسی، واحد الیگودرز، دانشگاه آزاد اسلامی، الیگودرز، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، واحد خرم‌آباد، دانشگاه آزاد اسلامی، خرم‌آباد، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۳/۲۸، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۶/۲۹)

چکیده: منطقه مسترون در شمال‌شرق شهر ازنا و در پهنه سهندج-سیرجان قرار دارد. واحدهای سنگی موجود شامل توالی به نسبت یکنواخت اسلیت و فیلیت همراه با توده نفوذی گرانودیوریتی دربرگیرنده مجموعه پگماتیتهی هستند. مهم‌ترین کانی‌ها کوارتز، فلدسپار قلیایی، پلاژیوکلاز، تورمالین و موسکویت هستند. کوارتز با خلوص بالا و بدون عناصر جانبی است. تجزیه به روش ریزپردازش الکترونی نشان‌دهنده حضور فلدسپار از نوع آلبیت و به مقدار کمتر از نوع ارتوز با دمای تبلور کمتر از 550°C است. این امر می‌تواند ناشی از دگرگونی‌های زیر نقطه انجماد ترکیب فلدسپارها طی سرد شدن توده باشد. تورمالین‌های موجود از نوع شورل و قلیایی با کمبود در جایگاه X هستند و حضور فراوان، خودشکلی و نبود منطقه‌بندی شیمیایی بیانگر ماگمایی بودن آنهاست. موسکویت‌ها به دو صورت دانه درشت در پگماتیت‌ها و دانه ریز در درزه‌ها و شکاف‌ها حضور دارند که موسکویت‌های دانه درشت به سمت قطب فنژیت کشش ندارند.

واژه‌های کلیدی: پگماتیت؛ کوارتز؛ فلدسپار؛ تورمالین؛ موسکویت؛ مسترون؛ الیگودرز؛ ایران.

مقدمه

است و سبب ترکیب مذاب پگماتیتهی نمی‌شود [۶]. تفاوت میان گرانیت‌های مولد پگماتیت‌ها وابسته به بود و نبود سیال دربردارنده عناصری چون بور، فسفر و فلوئور است. عناصر کمیاب اغلب پگماتیت‌های با گرانیت‌های نوع S و A همانندی دارند. پگماتیت‌ها اغلب با گرانیتوئیدهای نوع I همراهی کمتری دارند [۶]. رده‌بندی‌های ارائه شده برای پگماتیت‌ها متفاوت از رده‌بندی‌های متداول و مورد استفاده برای گرانیتوئیدها هستند. تاکنون بررسی‌های بسیاری به منظور رده‌بندی پگماتیت‌ها انجام شده است [۱-۳، ۶-۱۱]. در این پژوهش برای نخستین بار سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌های اصلی موجود در پگماتیت مسترون بر پایه تصاویر میکروسکوپی و داده‌های تجزیه ریزپردازشی بررسی شده است که نتایج آنها می‌تواند در تعیین خاستگاه، چگونگی تشکیل، عوامل موثر در شکل‌گیری و ارائه پارامترهای زمین‌شناسی اقتصادی به منظور بهره‌برداری از ذخایر موجود نقش اساسی داشته باشد.

خاستگاه و ماهیت پگماتیت‌ها همواره مورد توجه پژوهشگران علوم زمین بوده است. ماگمای باقیمانده و جداشده از تبلور مذاب‌های گرانیتی و یا تبلور بخشی و بلندمدت و ذوب‌بخشی مستقیم سنگ‌ها را به عنوان خاستگاه پگماتیت‌های گرانیتی در نظر می‌گیرند [۱، ۲]. بر پایه بررسی سیال‌های درگیر و شواهد ارائه شده برای خروج مواد فرار و مذاب‌های غنی از عناصر ناسازگار از گرانیت‌های معمولی، بخش بزرگی از پگماتیت‌ها با یک توده گرانیتی در ارتباط هستند [۳]. همچنین بررسی سیال‌های درگیر در پگماتیت‌ها نشان می‌دهد که سیال‌های غیر قابل آمیزش نقش مهمی در تشکیل پگماتیت‌ها دارند [۴]. همچنین براساس مدل‌های سرد شدن ماگمایی می‌توان گفت که پگماتیت‌های کم‌عمق بسیار سریع‌تر از تصور پیشین سرد شده‌اند [۵]. سرد شدن سریع و دمای کم مذاب‌های پگماتیتهی نشان‌دهنده تعامل کم مذاب پگماتیتهی با سنگ‌های دربرگیرنده

زمین‌شناسی عمومی

منطقه مسترون در شمال شهرستان الیگودرز، در گستره طول‌های جغرافیائی $49^{\circ}37'$ تا $49^{\circ}40'$ شرقی و عرض‌های جغرافیائی $33^{\circ}30'$ تا $33^{\circ}33'$ شمالی، در جنوب روستای رشیدی و غرب روستای کندر واقع است (شکل ۱). از دیدگاه زمین‌شناسی ساختاری، این منطقه در بخش میانی پهنه سنندج سیرجان [۱۲] و در زیرپهنه بیستون [۱۳] شامل کربنات‌های محیط کم عمق دریا از زمان تریاس پسین تا کرتاسه پسین قرار دارد. این منطقه از نظر فعالیت ماگمایی، دگرگونی و پدیده‌های زمین‌ساختی فعال است و انواع سنگ‌های آذرین اسیدی تا بازیک و فازهای مختلف دگرگونی و رخدادهای زمین‌ساختی چون چین‌خوردگی‌ها، گسل‌ها، درزه و شکستگی‌ها، خطواره‌ها و برگوارگی‌ها در آن دیده می‌شود و از نظر سنگ‌شناسی و بافت سنگ بسیار جالب و همچنین پیچیده است. این پیچیدگی‌های زمین‌شناسی منجر به علاقه زمین‌شناسان به حل ابهام‌های زمین‌شناسی این منطقه شده‌اند. از دیدگاه سنگ‌شناسی، نهشته‌های منطقه مورد بررسی وابسته به ژوراسیک، کرتاسه و کواترن هستند. نهشته‌های ژوراسیک شامل اسلیت دگرسان‌شده، ماسه‌سنگ دگرگون شده، شیست نیمرس همراه با هورنفلس‌های سیاه رنگ (J^{msh})، ماسه‌سنگ دگرگون شده (J^{ms})، توالی به نسبت یکنواخت اسلیت جهت یافته و اپیدوتی شده (J^{msl}) هستند و واحد کرتاسه نیز دربردارنده گرانودیوریت پورفیری (CV) است [۱۴]. سنگ‌های دگرگونی ژوراسیک با نام فیلیت‌های همدان شامل شیست‌های سیاه رنگ ژوراسیک پیشین و شیست‌های رسی با میان‌لایه‌هایی از ماسه سنگ و ماسه سنگ تیره وابسته به ژوراسیک میانی هستند که در اثر نفوذ توده گرانیتهی مسترون و بالا رفتن درجه زمین‌گرمایی، دچار دگرگونی در حد رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت شده و به گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت شیست تبدیل شده‌اند. ماسه سنگ‌های تیره این منطقه تکه‌های نابرجا از واحدهای پیشین در خود دارند که نشان دهنده یک مرحله حرکت‌های کوهزایی پیش از رسوب‌گذاری آنها در منطقه است. به بیان دیگر، بین واحدهای ژوراسیک پیشین در این منطقه یک ناپیوستگی ناشی از توقف رسوب‌گذاری و فرسایش قابل تصور است. این ناپیوستگی به طور قطع برای فعالیت‌های زمین‌ساختی در این زمان معمول بوده که خروج واحدهای رسوبی از آب و فرسایش واحدهای

قدیمی‌تر را به همراه داشته است. ضخامت این توالی و همچنین تغییرات جانبی لایه‌ها به دلیل مشخص نبودن حد پایین رسوب‌های تریاس پسین-ژوراسیک، بهم‌ریختگی زمین‌ساختی، دگرشکلی‌های متعدد و یکنواختی توالی رسوب‌ها در مقیاس منطقه‌ای به راحتی قابل بررسی نیست [۱۵]. این مجموعه سنگی دستخوش نفوذ ماگما، طی ژوراسیک میانی (حدود 165Ma) [۱۶، ۱۷] و شکل‌گیری توده گرانیتوئیدی شده است و در محل تماس با توده نفوذی، گسترش هاله دگرگونی دیده می‌شود [۱۸]. به این ترتیب، پیدایش توده‌های گرانیتوئیدی مسترون در ژوراسیک میانی مهم‌ترین رخداد زمین‌شناسی بوده که با نفوذ درون شیست‌ها، موجب شکل‌گیری مقدار کمی هورنفلس و شیست‌های لکه‌دار در این منطقه شده است [۱۹].

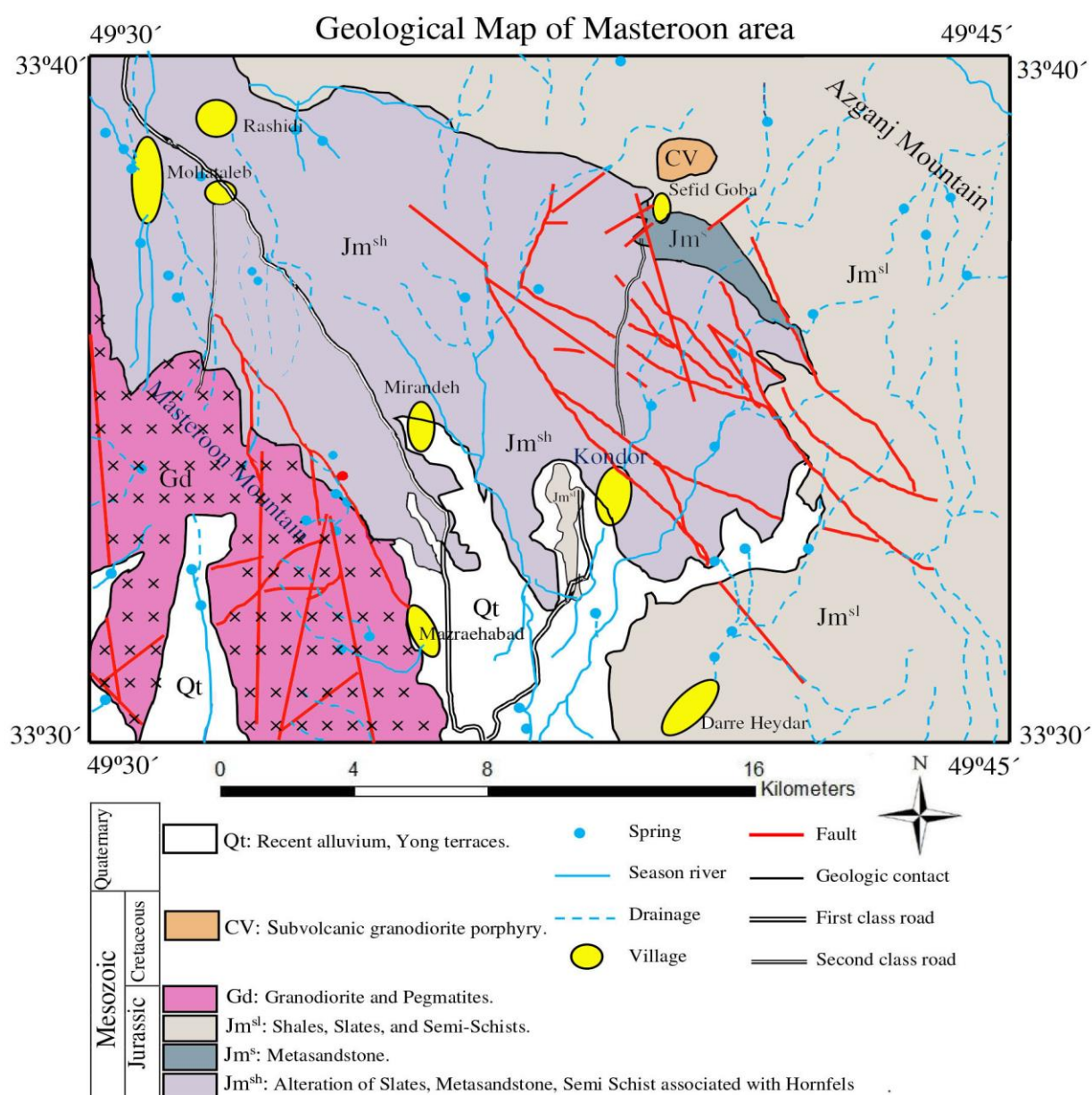
سن‌سنجی انجام شده به روش U-Pb بر کانی زیرکن [۱۶، ۱۷] نشان‌دهنده پیدایش توده گرانیتوئیدی مسترون همزمان با توده‌های گرانیتوئیدی بروجرود [۲۰، ۲۱]، آستانه [۲۲، ۲۳] و الوند [۲۴] در زمان ژوراسیک میانی است. بر اساس بررسی‌های انجام شده، توده گرانیتوئیدی مسترون منیزیم‌دار، پرآلومین و آهکی قلیایی تا حدی قلیایی و از نوع S است [۲۵]. از سوی دیگر، بررسی‌های صحرایی، سیماهای سنگ‌نگاری و نتایج زمین‌شیمی نشان می‌دهند که گرانیتوئیدهای این منطقه از نوع S رده دوم هستند و ویژگی‌های آهکی‌قلیایی و قلیایی را همزمان دارند [۲۶، ۲۷]. این توده گرانیتوئیدی همچنین در قلمرو کمرند کوهزایی فشار بالا رده بندی شده‌است (شکل ۱).

روش بررسی

به منظور تعیین ترکیب، نوع و خاستگاه کانی‌های موجود در پگماتیت مسترون، تعداد ۳۰ نمونه از نقاط مختلف پگماتیت‌ها برای تهیه مقاطع نازک-صیقلی برداشت شده برای بررسی‌های تخصصی کانی‌شناسی از نمونه‌های برداشت شده ۵ نمونه کوارتز، ۶ نمونه موسکویت، ۵ نمونه فلدسپار و ۵ نمونه تورمالین جدا گردید. نمونه‌های کوارتز و موسکویت پس از شستشو با اسیدکلریدریک در آزمایشگاه ALS-CEMEX کانادا به روش طیف‌سنجی نشر اتمی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-AES) با دستگاه AU-ICP21 و ME-ICP61 تجزیه شدند. آماده‌سازی به‌روش ذوب متابورات لیتیم و انحلال در چهار اسید انجام شد. حد تشخیص در تجزیه اکسیدهای عناصر اصلی ۰/۰۱ درصد و برای عناصر کمیاب ۰/۰۵ppm بوده است.

ریزپردازش با پرتوی ایکس این دستگاه می‌توان عناصر با عدد اتمی بیشتر از ۴ را شناسایی نمود. حد تشخیص آن حدود ۵۰ تا ۱۰۰ ppm است. همچنین برای بررسی شیمی کانی به روش ریزپردازش الکترونی، نمونه‌های موسکویت، فلدسپار و تورمالین با دستگاه CAMECA-SX-100 با ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه ۱۵ keV و شدت جریان ۲۰ nA در آزمایشگاه مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران تجزیه شیمیایی شدند.

همچنین به منظور شناسایی دقیق و تعیین نوع کانی‌ها، پراش پرتوی x (XRD) با دستگاه فیلیپس PW1730 با ولتاژ ۴۰ kV و جریان ۳۰ mA در آزمایشگاه ز آزمایش تهران برای ۱۰ نمونه انجام شد. پس از آن، کانی‌ها با نرم‌افزار Xpert high scorplus بررسی و شناسایی شدند. سپس، مقاطع صیقلی کوارتز با میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) در آزمایشگاه مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران بررسی گردیدند. با



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۰۰۰۰ ناحیه مسترون.

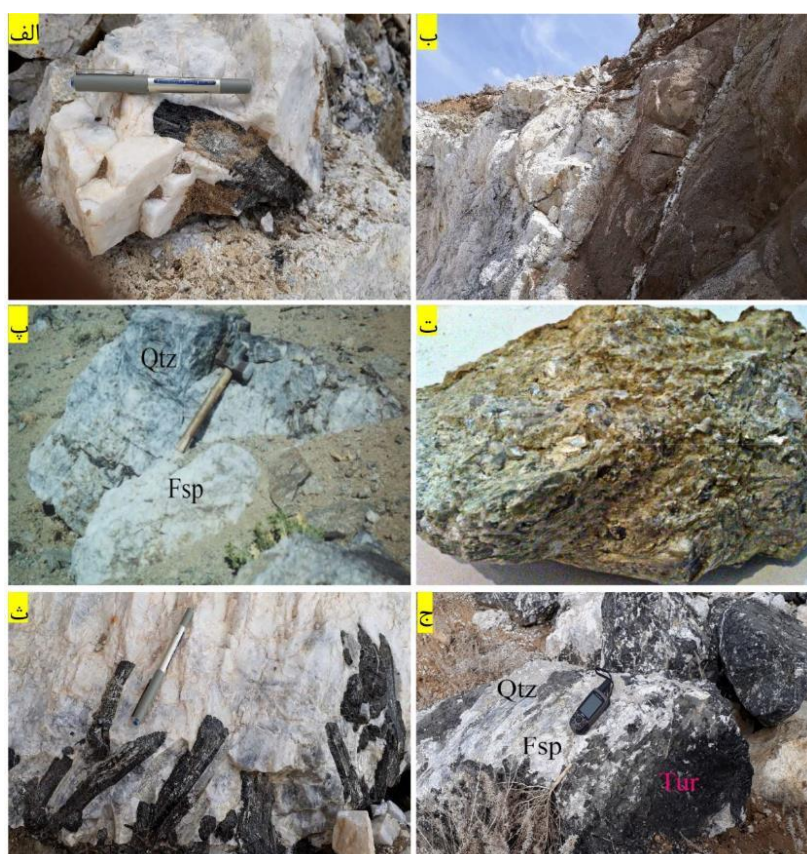
Y از مجموع آرمانی کاتیون‌ها در جایگاه‌های $T+Z+Y=15$ کسر شد [۲۹]. افزون بر محاسبه فرمول ساختاری، برای تهیه نمودارهای مختلف تورمالین، از نرم‌افزارهای وین کلاستر و گرافر استفاده شد.

بحث و بررسی کانی‌شناسی

بازدیدهای صحرایی و بررسی نمونه‌های دستی نشان دهنده یک توده پگماتیته شامل کلان بلورهایی از فلدسپار، کوارتز و تورمالین هستند (شکل ۲ الف). در کنار توده نفوذی گرانودیوریتی، مجموعه‌ای از فلدسپار به همراه کوارتز دیده می‌شود که مجموعه‌ای از تورمالین را دربرگرفته است (شکل‌های ۲ ب و پ).

تورمالین‌های درشت‌بلور، بر اثر خردشدگی ثانویه، شکسته شده و در فضاهای میان این شکستگی‌ها، کوارتز و موسکویت قرار گرفته‌اند.

استانداردهای مورد استفاده ژادئیت سیلیکاتی برای سدیم، انستاتیت برای منیزیم، فایالیت برای آهن و منگنز، آپاتیت برای فسفر، ولاستونیت برای کلسیم و فلدسپار قلیایی برای سدیم و آلومینیوم بودند. خطای نسبی تجزیه برای عناصر اصلی ۱٪ و برای عناصر فرعی ۵٪ است. کاتیون‌های آهن و منگنز بر پایه بررسی‌های ساختار بلوری تورمالین، دو ظرفیتی در نظر گرفته شدند، زیرا این بررسی‌ها نشان داده‌اند که این متداول‌ترین ظرفیت منگنز و آهن در تورمالین است [۲۸]. فرمول ساختاری برای موسکویت بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن، برای فلدسپار بر اساس ۸ اتم اکسیژن و برای تورمالین بر اساس ۳۱ اکسیژن و با فرض عنصرسنجی H_2O به صورت OH یعنی $OH+F$ برابر با ۴ (اتم در واحد فرمول apfu) محاسبه شد. همچنین در تورمالین‌ها، مقادیر B_2O_3 با تناسب عنصری به صورت ۳ اتم B در واحد فرمول محاسبه شد. با توجه به نبود تهیجای هشت-وجهی $[Li] = (T+Z+Y) - 15$ ، مقدار Li در جایگاه بلورشناسی



شکل ۲ الف) حضور کلان بلورهای کوارتز، فلدسپات و تورمالین در توده پگماتیته؛ ب) دربرگرفته شدن تورمالین با مجموعه فلدسپار و کوارتز پ توده بزرگ کوارتز و فلدسپار کنار هم در محل تماس با توده گرانودیوریتی و حضور رگه کوارتز-تورمالین در توده گرانودیوریتی ت) حضور موسکویت به صورت انبوهه‌ای از بلورهای ورقه‌ای؛ ث) حضور درشت بلورهای تورمالین در مجموعه پگماتیت مسترون با بافت شانه‌ای ج) انباشت تورمالین و تشکیل مجموعه تورمالینیت در کنار کوارتز و فلدسپار.

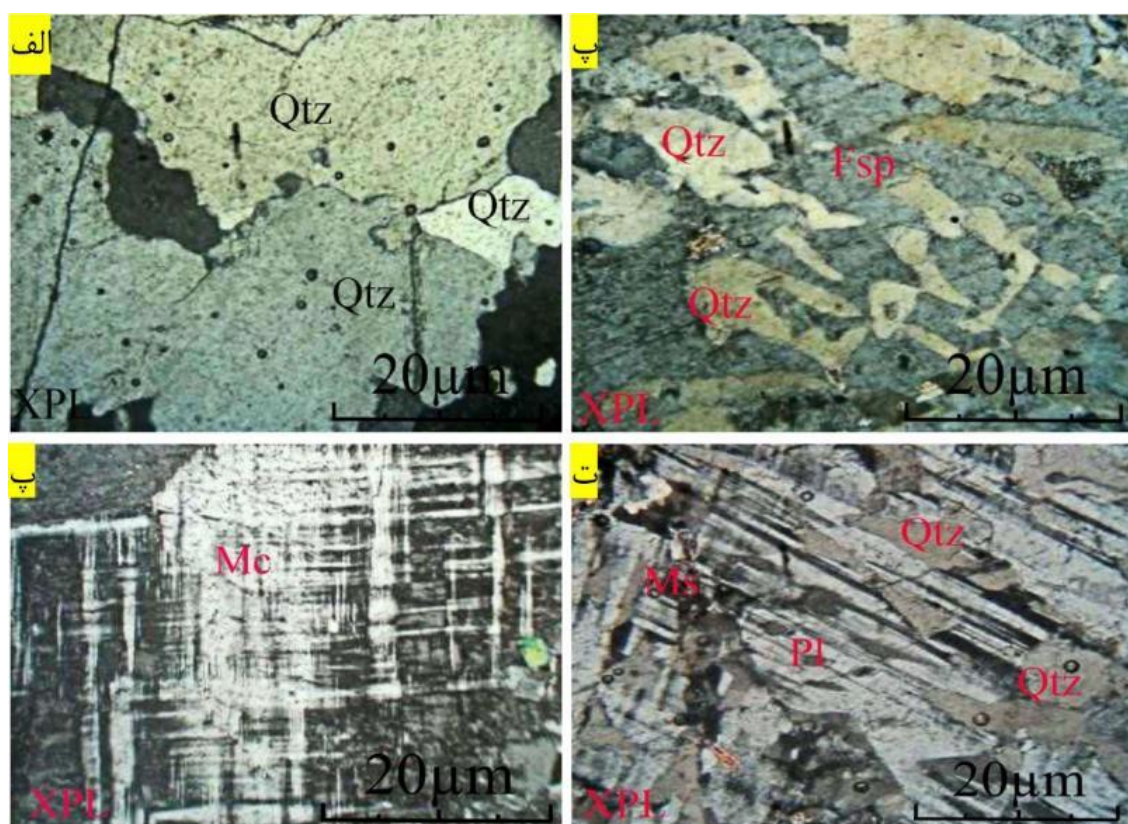
میکروکلین)، پلاژیوکلاز، تورمالین، و موسکویت بوده که بیانگر یک فاز پایانی ماگمایی و شکل‌گیری گرانیتوئیدها، آپلیت‌ها و پگماتیت‌های تورمالین‌دار است. بافت اصلی قابل دیده دانه‌ای است و بعضی از نمونه‌ها به شدت بافت‌های سیمپلکتیتی نوع میرمیکیتی را نشان می‌دهند.

کوارتز در مقادیر و خلوص بالا دیده می‌شود که ممکن است ناشی از دگرگونی بوده و یا بر اثر رخداد دگرشکلی در واحد گرانیتوئیدی و پگماتیتی تشکیل شده باشد. کوارتزها اغلب بصورت بی‌شکل، با خاموشی موجی و لبه‌های دنداندار دیده می‌شود و در لبه آنها، مهاجرت مرز بلوری رخ داده که نشان‌دهنده دگرشکلی خفیف تا متوسط در کوارتزهاست. گاهی کوارتزهای درشت‌بلور به مجموعه‌های از کوارتزهای هم اندازه و ریز تا متوسط بلور تبدیل شده‌اند (شکل ۳ الف).

کوارتزهای ریزبلور و جهت‌یافته با رشد سیمپلکتیتی نوع میرمیکیتی بر بافت دانه‌ای فلدسپارهای اولیه در راستاهای ویژه-ای شکل گرفته‌اند (شکل ۳ ب).

فلدسپارها اغلب از نوع سدیم‌دار و کمتر پتاسیم‌دار هستند. کوارتز به رنگ شیری و اغلب بی‌شکل در سه نسل دیده می‌شود. نسل اول درشت دانه و فراوان است. نسل دوم دانه‌ریز است و در کنار نسل اول دیده می‌شود. نسل سوم نیز درون رگه‌ها و رگچه‌های تأخیری وجود دارد. موسکویت نیز به صورت انبوهه‌ای از بلورهای ورقه‌ای دیده می‌شود (شکل ۲ ت). تورمالین به صورت درشت‌دانه در پگماتیت منطقه مسترون حضور داشته و گاهی تا ۳۰ سانتی‌متر طول دارد (شکل ۲ ث). این مجموعه به شکل عدسی کشیده و به طول ۱۸ متر و ضخامت متوسط ۲ متر در میان توده پگماتیتی مسترون دیده می‌شود و گاه از نوع تورمالینیت و دارای ۱۰۰ درصد تورمالین است (شکل ۲ ج). این تورمالین‌ها اغلب با رگچه‌های نازک تغذیه شده و می‌توانند برآمده از یک فاز غنی از بور (B) در فازهای پایانی باشند [۳۰].

بررسی مقاطع نازک-صیقلی تهیه شده از واحد پگماتیتی نشان‌دهنده حضور کانی‌های کوارتز، فلدسپارپتاسم (ارتوز و

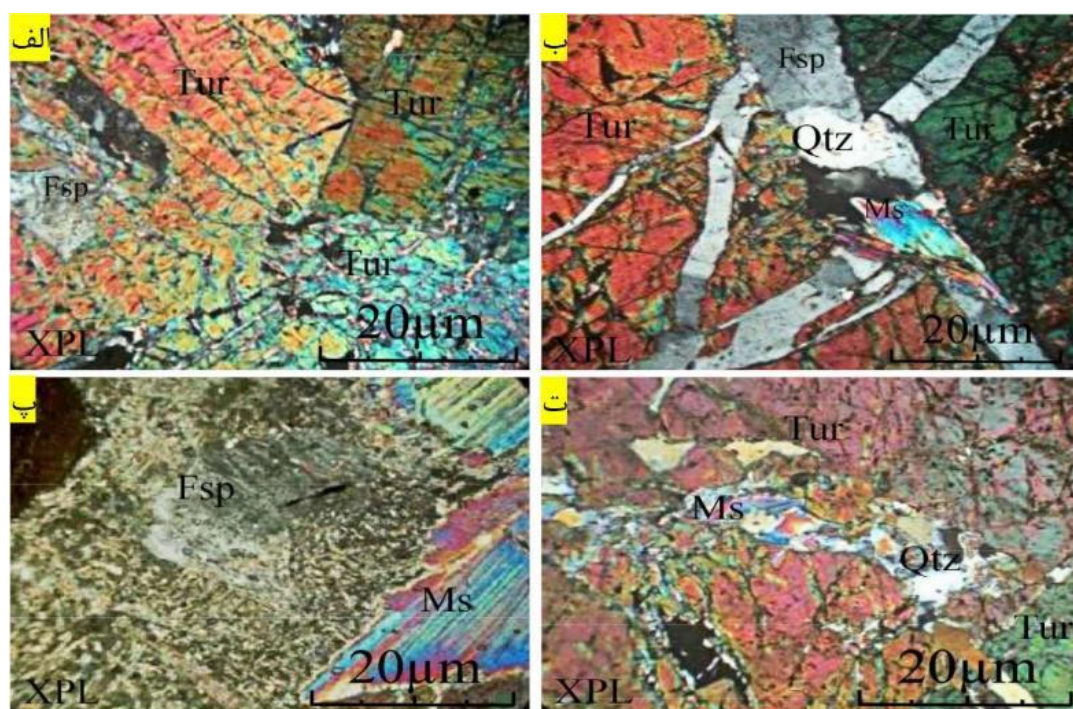


شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از واحدهای سنگی منطقه مورد بررسی: الف) بخشی از رگه‌ی کوارتزی شامل کوارتزهای دارای خاموشی موجی و لبه دنداندار با مهاجرت در مرز بلوری، ب) رشد سیمپلکتیتی کوارتز بر فلدسپارپتاسیم بدون ماکل، پ) درشت‌بلور میکروکلین با بافت مشبک و ت) پلاژیوکلازهای دارای ماکل چندریخت و تغییرشکل یافته و ماکل پریکلین و بافت سیمپلکتیتی ناشی از رشد کوارتز بر آنها. نشانه‌های اختصاری بر گرفته از مرجع [۳۱] هستند.

فلدسپارها، بر اثر رخداد سیمپلکتیتی، تغییر شکل داده و زمینه‌ی میان بلورهای کوارتز را به صورت بی‌شکل تشکیل داده‌اند. به نظر می‌رسد که در این واحد، دگرنهادی رخ داده و بر اثر آن، SiO_2 آزاد و به صورت کوارتز تشکیل شده است. ارتوز اغلب دارای ماکل کارلسباد، ماکل نیمه‌ای و گاهی نیز بدون ماکل بوده و اغلب کمی رسی و گاهی سریسیتی شده‌است. گاهی میکروکلین با بافت مشبک در میان ارتوزها دیده می‌شود (شکل ۳ پ). پلاژیوکلازها اغلب دارای ترکیب سدیمی هستند و ماکل چندریخت با تیغه‌های بسیار باریک و گاهی نیز ماکل پری‌کلاز دارند که ممکن است به صورت ضعیف تا شدید، سریسیتی شده باشند. گروهی از پلاژیوکلازها بر اثر رخداد دگرشکلی، دارای ماکل تغییر شکل یافته و سرنیزه‌ای شده‌اند (شکل ۳ ت).

تورمالین‌های ریز تا متوسط بلور و بیشتر خودشکل، در میان برخی فلدسپارها دیده می‌شوند که می‌تواند بیانگر همزمانی تشکیل تورمالین با زمینه‌ی فلدسپاتی باشد. شکل بلوری فلدسپارها تابعی از فضاهای میان تورمالین‌هاست. گاهی تک بلورهای درشت تورمالین در زمینه‌ای از کوارتزهای بی‌شکل و با بافت موزائیکی قرار دارند (شکل ۴ الف).

بافت‌های سیمپلکتیت، در راستاهای با تنش بیشینه بیشتر دیده می‌شوند. به نظر می‌رسد که این دگرشکلی دارای جهت‌یافتگی ویژه‌ای بوده و در شرایط جامد رخ داده است. در اصل در پی دگرشکلی سنگ‌های گرانیتوئیدی، بافت‌های سیمپلکتیت به صورت ناهمگن پیرامون و یا روی فلدسپارهای قلیایی گسترش یافته‌اند و فراوانی آنها تابعی از راستای با بیشترین تنش وارد بر سنگ است. گاهی کوارتزها به صورت هم‌راستا با هم بر پلاژیوکلازها و فلدسپارهای قلیایی اولیه تشکیل شده‌اند. بافت میرمکیتی می‌تواند در اثر فرآیندهایی چون تبلور آذرین، دگرشکلی در شرایط حالت جامد، دگرنهادی Ca و Na از فلدسپارپتاسیم و در اثر ذوب یا تبلور بخشی و ترکیبی از فرآیندهای موجود تشکیل شود. در اصل، رابطه مستقیم بین دگرشکلی و فراوانی میرمکیت، نشان‌دهنده نقش پهنه‌های گسلی در تسهیل فرآیند دگرنهادی است. طی فرآیند دگرنهادی، یون‌های سدیم، پتاسیم و کلسیم می‌توانند جابه‌جا شوند، که طی این جابه‌جایی‌های یونی، فلدسپارها می‌توانند به هم تبدیل شوند و در نتیجه بافت میرمکیت ایجاد می‌شود. فلدسپارها با ترکیب قلیایی و از نوع ارتوز و آل بیت هستند که مقدار پلاژیوکلاز بیش از فلدسپارهای پتاسیمی است. گاهی



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی از واحدهای سنگی منطقه مورد بررسی: (الف) تورمالین‌های درشت‌بلور با میانبارهایی از فلدسپار قلیایی، (ب) تورمالین‌های درشت‌بلور و حضور مجموعه‌ی کوارتز، فلدسپار و موسکویت درون شکستگی‌ها، (پ) مجموعه‌ی فلدسپارهای سریسیتی شده و موسکویت درشت‌بلور و (ت) حضور موسکویت و کوارتز در میان شکستگی‌های تورمالین. نشانه‌های اختصاری بر گرفته از مرجع [۳۱] هستند.

در این کانی است. احتمال وجود مقادیری لیتیوم در ترکیب این موسکویت‌ها، با توجه به ترکیب مذاب پگماتیته دور از تصور نیست. موسکویت‌های درشت‌بلور در لیه‌های خود تا حدی به سریسیته‌های ریزبلور تبدیل شده‌اند. درون شکستگی‌های تاخیری، مقداری موسکویت همراه با کوارتز به صورت ریز تا بسیار ریزبلور وجود دارد (شکل ۴ ت).

زمین‌شیمی و کانی‌شیمی سیلیس

به منظور بررسی حضور سیلیس و شکل‌های مختلف آن در منطقه مورد بررسی، تعداد ۵ نمونه از سیلیس‌های درشت و اولیه موجود در پگماتیت‌ها گردیدند (جدول ۱). کاربرد اصلی کوارتز، برای مصارف الکتریکی، در صنعت به صورت عنصرهایی چون سیلیسیم، فروسیلیس بوده که نیاز به اندازه مشخصی از دانه‌های سیلیس و حضور بلورهای کوارتز است که به دلیل اندازه دانه‌های سیلیس در منطقه مورد بررسی این کاربرد متصور نیست.

تورمالین‌ها اغلب کنار هم حضور داشته و مرز بلوری مشخص دارند و گاهی در فواصل آنها هیچ کانی دیگری حضور ندارد. البته، گاهی می‌توان چند تورمالین درشت‌بلور را تشخیص داد که بر اثر خردشدگی ثانویه، تا حدی شکسته شده و در فضای بین آنها مجموعه‌های از فلدسپارها، کوارتز و موسکویت قرار گرفته‌اند. میانبرهای موسکویت همراه با درشت‌بلورهای تورمالین بزرگ‌تر و در زمینه فلدسپاتی با اندازه کوچک‌تر دیده می‌شوند. موسکویت‌ها، در فضاهای بین تورمالین‌ها و همراه با کوارتز نیز وجود داشته و گاهی اندازه تا ۱ تا ۲۰ میلیمتر ابعاد دارند (شکل ۲ ب).

موسکویت دارای بلورهای کشیده و اغلب به صورت تخته‌ای و ریز تا متوسط‌بلور است و چندرنگی از خود نشان نمی‌دهد (شکل ۴ پ). وجود این کانی می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل سنگ در فشار بخار آب بالا باشد. انباشته‌گی رشته‌های موسکویت از بافت میلونیتی پیروی می‌نماید. وجود خمش و چین‌خوردگی در برخی از موسکویت‌ها بیانگر تنش و دگرشکلی

جدول ۱ نتایج تجزیه سیلیس موجود در نمونه‌های پگماتیت منطقه مسترون با دستگاه ME-ICP61

نمونه	SH-1	SH-2	SH-3	SH-4	SH-5
Al(%)	۰.۰۶	۰.۱۸	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۷
Ca(%)	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲	<۰.۰۱	<۰.۰۱
Fe(%)	۰.۰۳	۰.۰۸	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱
K(%)	۰.۰۲	۰.۰۸	۰.۰۱	<۰.۰۱	۰.۰۲
Mg(%)	۰.۰۱	<۰.۰۱	۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱
Na(%)	۰.۰۱	۰.۰۶	<۰.۰۱	<۰.۰۱	۰.۰۱
S(%)	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱
Au(ppm)	۰.۰۰۱	۰.۰۰۱	<۰.۰۰۱	<۰.۰۰۱	۰.۰۰۱
Ag(ppm)	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	۰.۵	<۰.۵
As(ppm)	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵
Ba(ppm)	۱۰	۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰
Be(ppm)	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵
Bi(ppm)	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲
Cd(ppm)	۰.۶	<۰.۵	<۰.۵	<۰.۵	۰.۵
Co(ppm)	۱	۱	۲	۱	۱
Cr(ppm)	۱	<۱	۱	<۱	<۱
Cu(ppm)	<۱	۲۲	<۱	<۱	<۱
Ga(ppm)	<۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰
La(ppm)	<۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰
Mn(ppm)	۵	۴۱	<۵	<۵	<۵
Mo(ppm)	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱
Ni(ppm)	۱	۱	۲	۲	۱
P(ppm)	<۱۰	۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰
Pb(ppm)	۲	۳	<۲	۲	<۲
Sb(ppm)	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵
Sc(ppm)	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱
Sr(ppm)	۲	۳	۱	<۱	۲
Th(ppm)	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰	<۲۰
Ti(ppm)	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱	<۰.۰۱
Tl(ppm)	<۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰
U(ppm)	<۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰
V(ppm)	<۱	۱	۱	<۱	<۱
W(ppm)	<۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰	<۱۰
Zn(ppm)	۳	۶	۲	۲	۶

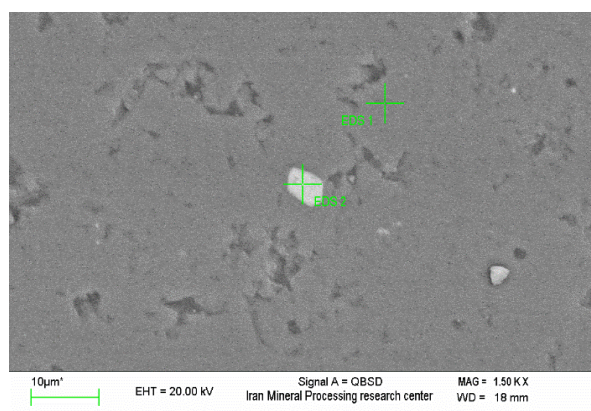
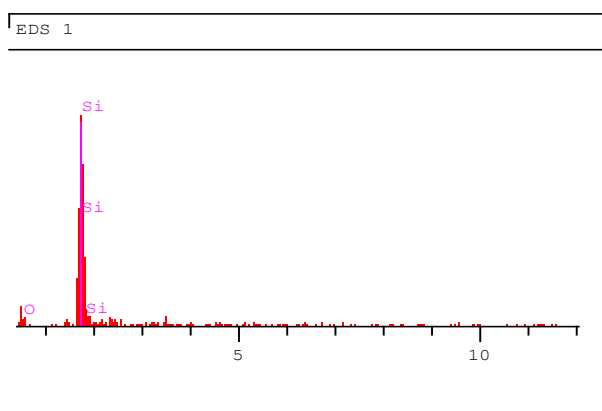
ماگمایی، گاهی دگرسانی دوتریک نیز می‌تواند منطقه‌بندی نوسانی ایجاد کند [۳۳].

برای بررسی زمین‌شیمی و کانی شیمی فلدسپار در منطقه مسترون، تعداد ۳۰ نقطه از نمونه‌های فلدسپار با ریزپردازنده الکترونی (جدول ۲ و شکل ۶) و به منظور شناسایی دقیق و تعیین نوع کانی‌ها، تعداد ۱۰ نمونه به روش XRD (جدول ۳ و شکل ۷) تجزیه شدند. بر اساس نمودار $Ab-An-Or$ [۳۳] (شکل ۸ الف)، پلاژیوکلازهای موجود در نمونه‌های سنگ میزبان در گستره آلبیت تا الیگوکلاز واقع هستند. همچنین مقادیر An ، Or و Ab در فلدسپارها به ترتیب 0-21.88، ۱/۲ تا 0.41-96.16 و 3.84-97.67، و همچنین مقدار Al_2O_3 ، N_2O ، K_2O به ترتیب 18.11-23.37 و 0.44-10.32 و 0.08-96.16 هستند. مقدار An در ارتوکلاز 0.0-0.5 و در آلبیت 0.0-20.30 است.

از سوی دیگر، همراه ذخایر سیلیس ممکن است عناصری چون طلا، نقره، استرانسیم، اورانیوم و وانادیم و نیز آهن به مقدار کم وجود داشته باشند. بر اساس داده‌های جدول ۱ و نتایج بررسی‌های SEM (شکل ۵)، سیلیس دارای خلوص بالایی بوده و تنها شامل Si به همراه O است که هیچ عنصر دیگری آن را همراهی نمی‌کند. نتایج این بررسی‌های همچنین تأیید کننده بررسی‌های میکروسکوپی در مقاطع صیقلی است که در آن نیز هیچ کانه و یا عنصر فلزی دیگری دیده نمی‌شود.

فلدسپار

ترکیب پلاژیوکلازها به ترکیب و دمای ماگما و گازهای ماگمایی وابسته است [۳۲]. در مواردی که سنگ‌های آتشفشانی دچار تأثیر آلیش شده باشند، در آن‌ها منطقه‌بندی نوسانی بیشتر از منطقه‌بندی عادی دیده می‌گردد. افزون بر آمیختگی و آلیش



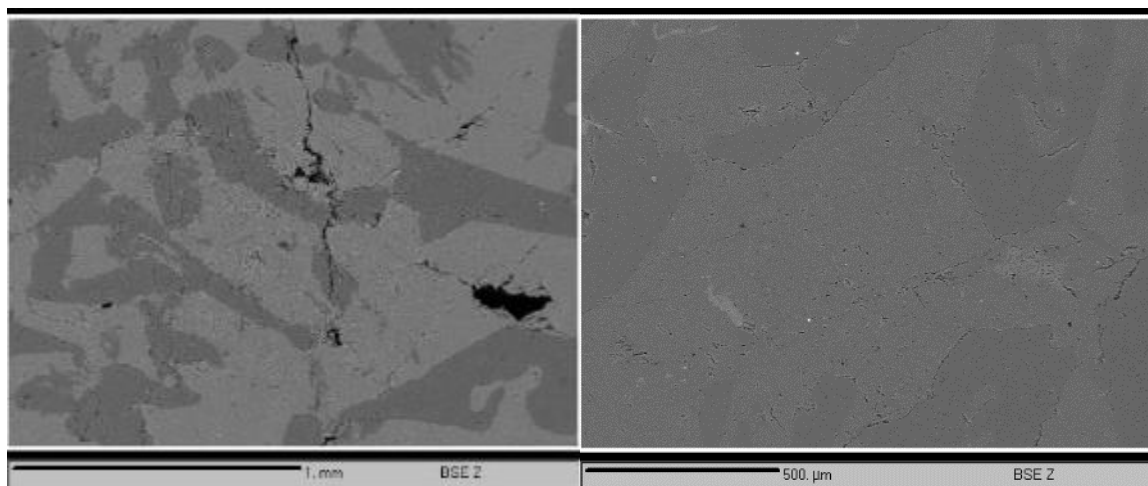
شکل ۵ تصویر میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) از سیلیس موجود در مقطع (سمت راست) به همراه طیف EDX آن (سمت چپ).

جدول ۲ نتایج تجزیه فلدسپارهای منطقه مسترون به روش ریزپردازش الکترونی.

	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	۶۷.۰۴	۶۷.۱۹	۶۶.۶۸	۶۷.۰۴	۶۸.۱۲	۶۶.۹۳	۶۷.۴۲	۶۸.۱۶	۶۷.۲۹	۶۷.۵۲
TiO ₂	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲
Al ₂ O ₃	۲۲.۳۷	۲۲.۳۷	۲۲.۴۰	۲۲.۴۴	۲۲.۰۳	۲۲.۵۴	۲۲.۰۴	۲۱.۴۳	۲۲.۲۶	۲۱.۶۸
FeO	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰
CaO	۳.۱۵	۳.۰۹	۳.۲۱	۳.۱۲	۲.۷۶	۲.۸۳	۲.۷۸	۲.۴۰	۳.۱۵	۲.۸۰
Na ₂ O	۷.۰۵	۶.۶۳	۶.۸۰	۶.۷۶	۷.۲۳	۷.۲۶	۷.۲۲	۷.۳۶	۶.۰۹	۶.۵۰
K ₂ O	۰.۱۰	۰.۱۳	۰.۱۴	۰.۱۲	۰.۰۸	۰.۰۷	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۱۹	۰.۱۷
Si	۲.۹۱	۲.۹۲	۲.۹۱	۲.۹۱	۲.۹۴	۲.۹۱	۲.۹۳	۲.۹۵	۲.۹۳	۲.۹۵
Ti	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Al	۱.۱۴	۱.۱۴	۱.۱۵	۱.۱۵	۱.۱۲	۱.۱۵	۱.۱۳	۱.۱۹	۱.۱۴	۱.۱۱
Fe(ii)	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Ca	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۵	۰.۱۴	۰.۱۲	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۹	۰.۱۴	۰.۱۳
Na	۰.۵۹	۰.۵۶	۰.۵۷	۰.۵۷	۰.۶۰	۰.۶۱	۰.۶۰	۰.۸۷	۰.۵۱	۰.۵۵
K	۰.۰۰۶	۰.۰۰۷	۰.۰۰۸	۰.۰۰۷	۰.۰۰۴	۰.۰۰۴	۰.۰۰۴	۰.۰۰۴	۰.۰۱۱	۰.۰۰۹
مجموع	۴.۸۱	۴.۷۸	۴.۸۰	۴.۷۹	۴.۸۰	۴.۸۱	۴.۸۰	۴.۹۱	۴.۷۵	۴.۷۶
An	۱۹.۶۵	۲۰.۲۷	۲۰.۴۷	۲۰.۱۳	۱۷.۳۲	۱۷.۶۳	۱۷.۴۴	۲۰.۰۸	۲۱.۸۸	۱۸.۹۶
Ab	۷۹.۶۰	۷۸.۷۱	۷۸.۴۷	۷۸.۹۴	۸۲.۰۹	۸۱.۸۵	۸۱.۹۶	۹۷.۴۳	۷۶.۵۵	۷۹.۶۷
Or	۰.۷۴	۱.۰۲	۱.۰۶	۰.۹۲	۰.۶۰	۰.۵۲	۰.۶۰	۰.۵۰	۱.۵۰	۱.۳۷

ادامه جدول ۲ آنالیز الکترون میکروپروپ فلدسپارهای ناحیه مسترون.

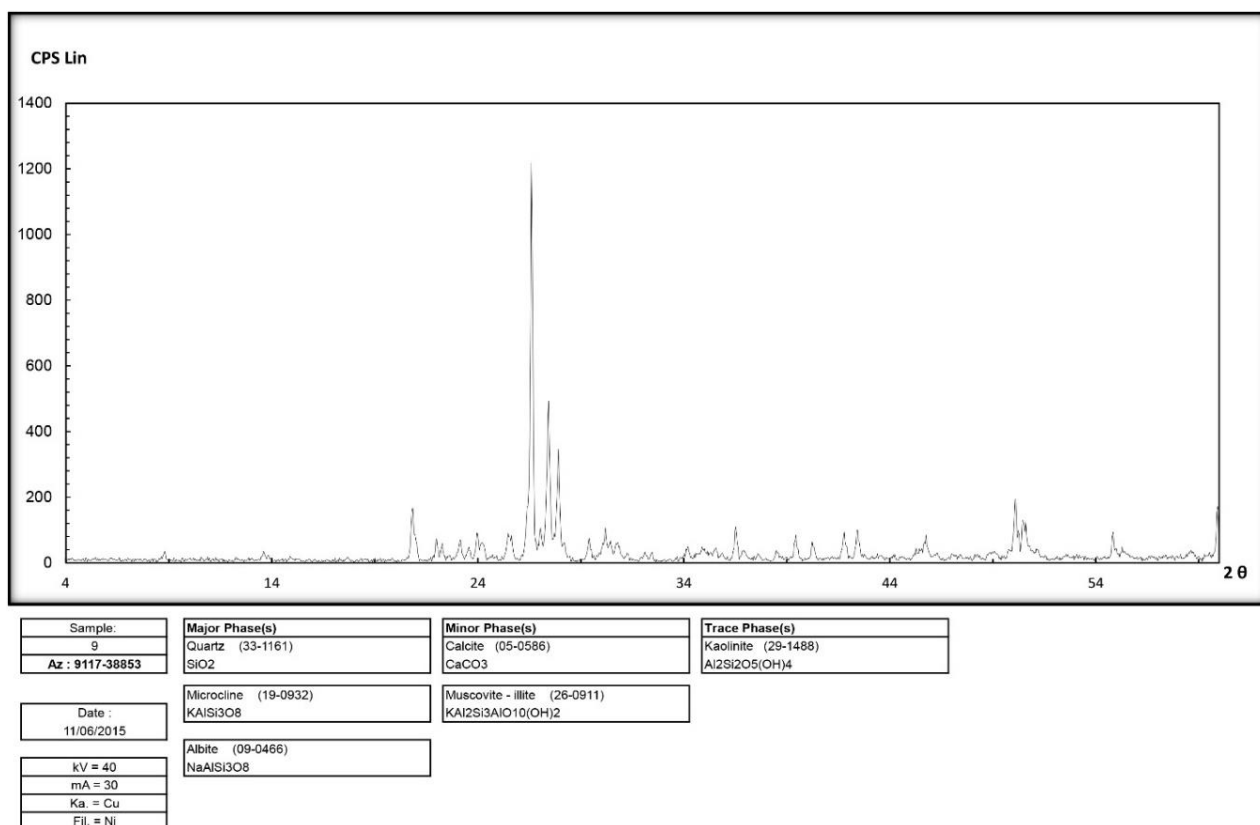
	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵	۱۶	۱۷	۱۸	۱۹	۲۰
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
SiO ₂	۶۶٫۷۴	۶۷٫۱۷	۶۶٫۳۴	۶۷٫۱۷	۶۸٫۷۸	۶۹٫۸۷	۶۷٫۴۹	۶۹٫۱۴	۶۸٫۴۳	۶۸٫۳۷
TiO ₂	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al ₂ O ₃	۲۱٫۹۹	۲۱٫۸۶	۲۱٫۶۷	۲۲٫۷۱	۲۰٫۴۱	۲۰٫۶۳	۲۰٫۷۲	۱۹٫۷۴	۲۰٫۵۹	۲۰٫۷۵
FeO	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۱۶
CaO	۲٫۹۷	۲٫۸۴	۲٫۷۵	۲٫۹۶	۰٫۷۴	۰٫۷۹	۰٫۴۱	۰٫۴۹	۰٫۵۹	۰٫۷۱
Na ₂ O	۶٫۶۹	۷٫۳۸	۷٫۳۲	۶٫۲۹	۹٫۳۴	۸٫۷۰	۹٫۳۳	۹٫۸۴	۹٫۴۳	۹٫۴۳
K ₂ O	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۲۰	۰٫۱۱	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۰۷
Si	۲٫۹۳	۲٫۹۳	۲٫۹۳	۲٫۹۲	۲٫۹۹	۳٫۰۱	۲٫۹۸	۳٫۰۱	۲٫۹۹	۲٫۹۸
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۱٫۱۳	۱٫۱۲۴	۱٫۱۲۸	۱٫۱۶	۱٫۰۴۸	۱٫۰۴۸	۱٫۰۷۸	۱٫۰۱۵	۱٫۰۶	۱٫۰۶
Fe(ii)	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰۶
Ca	۰٫۱۴	۰٫۱۳۳	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۰۳۵	۰٫۰۳۶	۰٫۰۱۹	۰٫۰۲۳	۰٫۰۲۸	۰٫۰۳۳
Na	۰٫۰۵۷	۰٫۶۲۴	۰٫۶۲	۰٫۵۳	۰٫۷۸	۰٫۷۲	۰٫۷۹	۰٫۸۳	۰٫۷۹	۰٫۷۹۷
K	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۷	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴
مجموع	۴٫۷۸	۴٫۸۲	۴٫۸۲	۴٫۷۶	۴٫۸۷	۴٫۸۲	۴٫۸۸	۴٫۸۹	۴٫۸۸	۴٫۸۸
An	۱۹٫۵۰	۱۷٫۴۰	۱۷٫۰۳	۲۰٫۳۰	۴٫۱۶	۴٫۷۵	۲٫۳۶	۲٫۶۷	۳٫۳۲	۳٫۹۸
Ab	۷۹٫۴۸	۸۱٫۸۰	۸۲٫۰۲	۷۸٫۰۷	۹۵٫۱۰	۹۴٫۷۶	۹۷٫۲۳	۹۷٫۰۱	۹۶٫۱۴	۹۵٫۵۶
Or	۱٫۰۲	۰٫۸۰	۰٫۹۶	۱٫۶۳	۰٫۷۴	۰٫۵۰	۰٫۴۱	۰٫۳۲	۰٫۵۴	۰٫۴۷



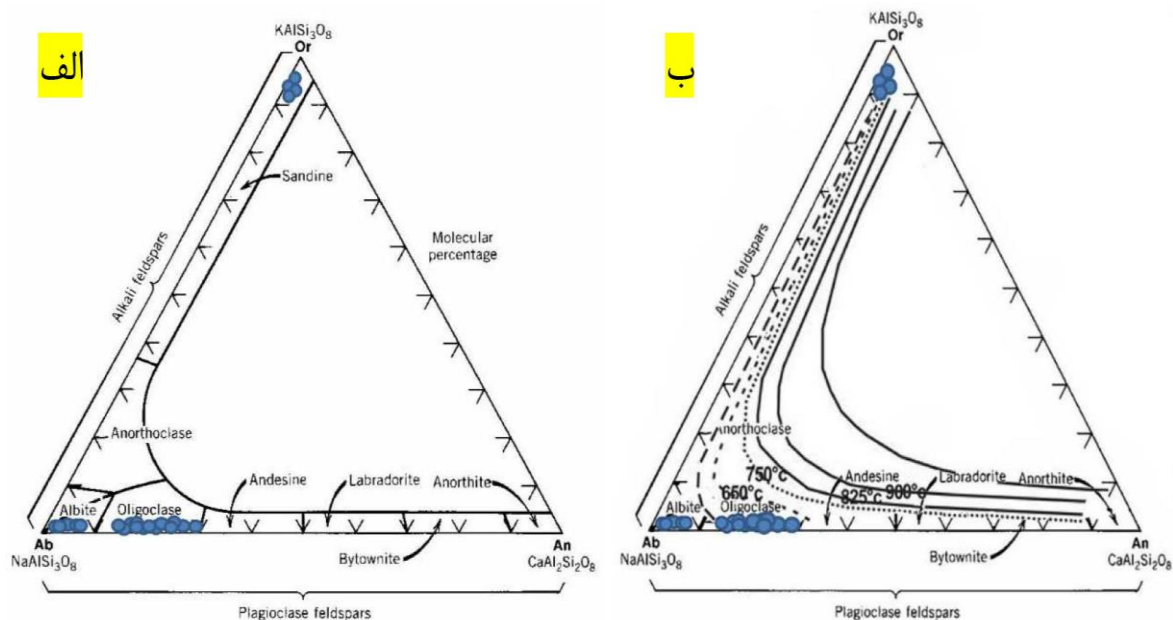
شکل ۶ تصاویر ریزپردازشی از فلدسپارهای منطقه مسترون.

جدول ۳ نتایج تجزیه نمونه‌های منطقه مسترون به روش xrd (نشانه‌های اختصاری بر گرفته از مرجع [۳۱]).

نمونه	اصلی	فرعی	کمیاب
۱	Qtz-Mc-Al	Cal	---
۲	Al	Qtz	---
۳	Mc	Qtz	Kln
۴	Tur	Ab-Ms-Il-Qtz-Mc	---
۵	Qtz-Mc	Ab	Ms-Il
۶	Qtz-Ab-Mc	Ms	---
۷	Qtz-Ab	Mc	Il
۸	Qtz-Mc-	Ab-Cal-Ms	Kln
۹	Qtz-Mc-Al	Cal-Ms-Il	Kln
۱۰	Tur-Qtz	Ab-Ms-Il	Mc



شکل ۷ طیف XRD وابسته به یکی از نمونه‌های ناحیه مسترون و حضور کوارتز، میکروکلین و آلبیت به عنوان کانی اصلی، کلسیت و موسکوویت به عنوان کانی فرعی و کائولینیت به عنوان کانی جزئی.



شکل ۸ الف) رده بندی پلاژیوکلازها براساس ترکیب شیمیایی [۳۳]، ب) نمودار آلبیت-آنورتیت-ارتوز [۳۴، ۳۵] و قرارگیری نمونه‌ها در گستره دمایی ۵۵۰ تا ۶۰۰°C.

به این روش می‌تواند دگرگونی‌های زیر نقطه انجماد ترکیب فلدسپارها طی سرد شدن توده باشد [۳۴، ۳۵].

تورمالین

به‌منظور بررسی زمین‌شیمی و کانی شیمی تورمالین در منطقه مسترون، تعداد ۸ نمونه از تورمالین‌های توده‌های پگماتیستی مسترون با ریزپردازنده الکترونی تجزیه شیمیایی شدند (جدول ۴).

به منظور دماسنجی توده گرانیستی مسترون از دماسنج آل‌بیت-آنورتیت-ارتوز [۳۴، ۳۵] استفاده شد. بر این اساس، دمای تشکیل نمونه‌های فلدسپار بسیار کمتر از ۵۵۰ درجه سانتیگراد برآورد شد (شکل ۸ ب). از این رو، با توجه به ترکیب سنگ‌شناسی موجود، دمای زیر ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد کمتر از دمای واقعی تبلور آن است. علت پایین بودن دمای محاسبه‌شده

جدول ۴ نتایج تجزیه تورمالین‌های منطقه مسترون به روش ریزپردازش الکترونی

	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰
SiO ₂	۳۴٫۸	۳۶٫۲۴	۳۵٫۸۱	۳۶٫۶	۳۵٫۹۷	۳۵٫۶۶	۳۵٫۵۴	۳۵٫۸۵	۳۵٫۵۵	۳۴٫۹۸
TiO ₂	۰٫۴	۰٫۶۸	۰٫۷۸	۱٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۷۲	۰٫۸۳	۰٫۶۷	۰٫۹	۰٫۶۵
Al ₂ O ₃	۳۴٫۸۵	۳۵٫۴۴	۳۴٫۵۴	۳۴٫۰۷	۳۴٫۴۵	۳۴٫۴۴	۳۳٫۸۵	۳۴٫۴۴	۳۴٫۴۳	۳۴٫۶۸
FeO	۱۲٫۱۷	۱۱٫۷۹	۱۱٫۸۶	۱۱٫۹۶	۱۲٫۳۷	۱۲٫۱۳	۱۲٫۴۱	۱۱٫۹۹	۱۱٫۹۹	۱۲٫۲۵
MgO	۱٫۸	۲٫۱۸	۱٫۶۳	۱٫۶۷	۱٫۸۵	۱٫۵۸	۱٫۴۹	۱٫۶۱	۱٫۶۱	۱٫۸۵
CaO	۰٫۲۱	۰٫۲۵	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۲	۰٫۱۸	۰٫۲۲	۰٫۲	۰٫۲۲	۰٫۲۵
MnO	۰٫۱۹	۰٫۱۶	۰٫۱۷	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۶	۰٫۱۷	۰٫۱۶
Na ₂ O	۱٫۷	۱٫۶۶	۱٫۵۴	۱٫۶۱	۱٫۵۳	۱٫۵۹	۱٫۶۵	۱٫۵۵	۱٫۵۵	۱٫۹۷
K ₂ O	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۵
مجموع	۸۶٫۱۷	۸۸٫۴۶	۸۶٫۵۵	۸۷٫۳۵	۸۶٫۶	۸۶٫۵۹	۸۶٫۲۵	۸۶٫۵۲	۸۶٫۵۴	۸۶٫۸۵
Si	۵٫۸۱	۵٫۸۶۷	۵٫۸۵۵	۶٫۰۰۲	۵٫۶۹۳	۵٫۹۲۶	۵٫۹۳۲	۵٫۹۳۵	۵٫۸۹۵	۵٫۸۰۷
Ti	۰٫۰۵۰	۰٫۰۸۳	۰٫۰۹۶	۰٫۱۲۹	۰٫۰۷۰	۰٫۰۹۰	۰٫۱۰۴	۰٫۰۸۳	۰٫۱۱۲	۰٫۰۸۱
Al	۶٫۸۵۷	۶٫۷۶۲	۶٫۸۴۹	۶٫۵۸۵	۶٫۷۳۱	۶٫۷۳۴	۶٫۶۵۹	۶٫۷۲۳	۶٫۷۴	۶٫۷۸۵
Fe ³⁺	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe ²⁺	۱٫۶۹۹	۱٫۵۹۶	۱٫۶۶۲	۱٫۶۴	۱٫۷۱۵	۱٫۶۸۳	۱٫۷۳۲	۱٫۶۶۱	۱٫۶۶۳	۱٫۷۰۱
Mg	۰٫۴۴۸	۰٫۵۲۶	۰٫۳۹۷	۰٫۴۰۸	۰٫۴۵۷	۰٫۳۹۱	۰٫۳۷۱	۰٫۳۹۸	۰٫۳۹۸	۰٫۴۵۸
Mn	۰٫۰۲۷	۰٫۰۲۲	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۲	۰٫۰۲۱	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۲	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۲
Ca	۰٫۰۳۸	۰٫۰۴۳	۰٫۰۳۲	۰٫۰۳۰	۰٫۰۳۶	۰٫۰۳۲	۰٫۰۳۹	۰٫۰۳۹	۰٫۰۳۹	۰٫۰۴۴
Na	۰٫۵۵	۰٫۵۲۱	۰٫۴۸۸	۰٫۵۱۲	۰٫۴۹۲	۰٫۵۱۱	۰٫۵۳۴	۰٫۴۹۸	۰٫۴۹۸	۰٫۶۳۴
K	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱۰	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱۱	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱۱
FeO+MgO	۱۳٫۹۷	۱۳٫۹۷	۱۳٫۴۹	۱۳٫۶۳	۱۴٫۲۲	۱۳٫۷۱	۱۳٫۹	۱۳٫۶	۱۳٫۶	۱۴٫۱
FeO,FeO+MgO	۰٫۸۷۱	۰٫۸۴۳	۰٫۸۷۹	۰٫۸۷۷	۰٫۸۶۹	۰٫۸۸۴	۰٫۸۹۲	۰٫۸۸۱	۰٫۸۸۰	۰٫۸۶۸
X _{site}	۰٫۵۹۴	۰٫۵۷۰	۰٫۵۳۰	۰٫۵۵۰	۰٫۵۳۶	۰٫۵۴۹	۰٫۵۸۴	۰٫۵۴۸	۰٫۵۴۳	۰٫۶۸۹
X _{vac}	۰٫۴۰۶	۰٫۴۳۰	۰٫۴۷۰	۰٫۴۵۰	۰٫۴۶۴	۰٫۴۵۱	۰٫۴۱۶	۰٫۴۵۲	۰٫۴۵۷	۰٫۳۱۱
Na+K	۰٫۵۵۶	۰٫۵۲۷	۰٫۴۹۸	۰٫۵۲۰	۰٫۵۰۰	۰٫۵۱۷	۰٫۵۴۵	۰٫۵۰۹	۰٫۵۰۴	۰٫۶۴۵
X _{vac} +Na	۰٫۹۵۶	۰٫۹۵۱	۰٫۹۵۸	۰٫۹۶۲	۰٫۹۵۶	۰٫۹۶۲	۰٫۹۵۰	۰٫۹۵۰	۰٫۹۵۵	۰٫۹۴۵
X _{vac} /X _{vac} +Na	۰٫۴۲۴	۰٫۴۵۲	۰٫۴۹۰	۰٫۴۶۷	۰٫۴۸۵	۰٫۴۶۸	۰٫۴۳۷	۰٫۴۷۵	۰٫۴۷۸	۰٫۳۲۹
Mg,Mg+Fe	۰٫۲۱۱	۰٫۲۴۷	۰٫۱۹۲	۰٫۱۹۹	۰٫۲۱۰	۰٫۱۸۸	۰٫۱۷۶	۰٫۱۹۳	۰٫۱۹۳	۰٫۲۱۲
Al in R ₂	۰٫۶۶۷	۰٫۶۲۹	۰٫۷۰۵	۰٫۵۸۵	۰٫۶۹۳	۰٫۶۴۹	۰٫۵۹۱	۰٫۶۶۰	۰٫۶۳۵	۰٫۵۹۱
R ₂ [*]	۲٫۸۱۱	۲٫۷۷۳	۲٫۷۱۸	۲٫۶۵۵	۲٫۸۸۰	۲٫۷۳۳	۲٫۷۱۸	۲٫۷۴۱	۲٫۷۲۰	۲٫۷۷۲
Fe,Fe+Mg	۰٫۷۸۸	۰٫۷۵۲	۰٫۸۰۷	۰٫۸۰۰	۰٫۷۸۹	۰٫۸۱۱	۰٫۸۲۳	۰٫۸۰۶	۰٫۸۰۶	۰٫۷۸۸
R ₁ =Na+Ca	۰٫۵۸۸	۰٫۵۶۴	۰٫۵۲۰	۰٫۵۴۲	۰٫۵۲۸	۰٫۵۴۳	۰٫۵۷۳	۰٫۵۳۷	۰٫۵۳۷	۰٫۶۷۸
R ₂ =Fe ^{tot} +Mg+Mn	۲٫۱۴۴	۲٫۱۴۴	۲٫۰۸۳	۲٫۰۷۰	۲٫۱۹۳	۲٫۰۹۳	۲٫۱۲۷	۲٫۱۹۹	۲٫۰۸۵	۲٫۱۸۱
R ₃ =Al+1.33Ti	۶٫۹۲۳	۶٫۸۷۲	۶٫۹۷۰	۶٫۷۵۶	۶٫۷۳۱	۶٫۸۵۳	۶٫۷۹۷	۶٫۸۳۳	۶٫۸۸۰	۶٫۸۹۲
R ₁ +R ₂	۲٫۷۳۲	۲٫۷۰۸	۲٫۶۰۳	۲٫۶۱۲	۲٫۷۲۰	۲٫۶۴۱	۲٫۶۶۴	۲٫۶۱۹	۲٫۶۲۲	۲٫۸۵۹
R ₂ [*] +Al in R ₂	۳٫۴۷۸	۳٫۴۰۲	۳٫۳۵۳	۳٫۲۴۰	۳٫۵۷۹	۳٫۳۶۸	۳٫۳۰۹	۳٫۴۰۲	۳٫۳۵۵	۳٫۳۶۳

ادامه جدول ۴

	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵	۱۶	۱۷	۱۸	۱۹	۲۰
SiO ₂	۳۶,۳۲	۳۶,۱۷	۳۶,۵۹	۳۶,۲۳	۳۶,۸۸	۳۵,۹۷	۳۵,۱۵	۳۶,۳۸	۳۶,۹۶	۳۶,۱۵
TiO ₂	۰,۸۲	۰,۷۱	۰,۸۷	۰,۳۳	۰,۹۴	۰,۷۳	۱,۰۲	۰,۳۷	۰,۸۴	۰,۲۹
Al ₂ O ₃	۳۵,۱۶	۳۴,۹۳	۳۴,۸۵	۳۵,۵۴	۳۳,۷۹	۳۴,۶۳	۳۴,۱۶	۳۶,۶۳	۳۴,۵۵	۳۵,۵۴
FeO	۱۲,۱۱	۱۲,۲۱	۱۱,۹۷	۱۲,۰۸	۱۲,۰۰	۱۲,۴۱	۱۲,۵۲	۱۲,۰۶	۱۲,۳۷	۱۲,۲۰
MgO	۱,۶۸	۱,۸۳	۱,۸۵	۱,۴۰	۱,۷۷	۱,۷۶	۱,۶۷	۱,۶۳	۱,۵۷	۱,۳۸
CaO	۰,۱۸	۰,۲۰	۰,۲۴	۰,۱۲	۰,۲۷	۰,۱۸	۰,۲۸	۰,۱۳	۰,۲۷	۰,۱۱
MnO	۰,۱۸	۰,۱۹	۰,۱۶	۰,۱۵	۰,۱۷	۰,۲۰	۰,۱۷	۰,۱۶	۰,۱۸	۰,۱۶
Na ₂ O	۱,۵۰	۱,۵۶	۱,۳۰	۱,۲۱	۱,۸۶	۱,۵۳	۱,۷۲	۱,۳۸	۱,۸۹	۱,۴۰
K ₂ O	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۳	۰,۰۹	۰,۰۳	۰,۰۶	۰,۰۳
مجموع	۸۷,۹۹	۸۷,۸۸	۸۷,۹۰	۸۷,۱۴	۸۵,۷۶	۸۷,۴۶	۸۶,۸۲	۸۸,۸۰	۸۶,۷۲	۸۷,۳۰
Si	۵,۹۱۳	۵,۹۰۷	۵,۹۵۳	۶,۰۱۱	۵,۸۵۹	۵,۹۱۰	۵,۸۴۴	۵,۸۵۵	۵,۸۱۶	۵,۹۹۵
Ti	۰,۱۰	۰,۰۸۷	۰,۱۰۶	۰,۰۴۱	۰,۱۱۹	۰,۰۹	۰,۱۲۸	۰,۰۴۵	۰,۱۰۵	۰,۰۳۶
Al	۶,۷۴۶	۶,۷۲۳	۶,۶۸۳	۶,۷۴۵	۶,۶۹۰	۶,۷۰۵	۶,۶۹۳	۶,۹۴۸	۶,۷۷۵	۶,۷۵۱
Fe ³⁺	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Fe ²⁺	۱,۶۴۹	۱,۶۶۸	۱,۶۲۹	۱,۶۷۶	۱,۶۸۶	۱,۷۰۵	۱,۷۴۱	۱,۶۲۳	۱,۷۲۱	۱,۶۹۲
Mg	۰,۴۰۸	۰,۴۴۶	۰,۴۴۹	۰,۳۴۶	۰,۴۴۳	۰,۴۳۱	۰,۴۱۴	۰,۳۹۱	۰,۳۸۹	۰,۳۴۱
Mn	۰,۰۲۵	۰,۰۲۶	۰,۰۲۲	۰,۰۲۱	۰,۰۲۴	۰,۰۲۸	۰,۰۲۴	۰,۰۲۲	۰,۰۲۵	۰,۰۲۲
Ca	۰,۰۳۱	۰,۰۳۵	۰,۰۴۲	۰,۰۲۱	۰,۰۴۹	۰,۰۳۲	۰,۰۵۰	۰,۰۲۲	۰,۰۴۸	۰,۰۲۰
Na	۰,۴۷۳	۰,۴۹۴	۰,۴۱۰	۰,۳۸۹	۰,۶۰۶	۰,۴۸۷	۰,۵۵۴	۰,۴۳۱	۰,۶۱۰	۰,۴۵۰
K	۰,۰۰۸	۰,۰۱۰	۰,۰۰۸	۰,۰۰۸	۰,۰۱۱	۰,۰۰۶	۰,۰۱۹	۰,۰۰۶	۰,۰۱۳	۰,۰۰۶
FeO+MgO	۱۳,۷۹	۱۴,۰۴	۱۳,۸۲	۱۳,۴۸	۱۳,۷۷	۱۴,۱۷	۱۴,۱۹	۱۳,۶۹	۱۳,۹۴	۱۳,۵۸
FeO/FeO+MgO	۰,۸۷۸	۰,۸۶۹	۰,۸۶۶	۰,۸۹۶	۰,۸۷۱	۰,۸۷۵	۰,۸۸۲	۰,۸۸۰	۰,۸۸۷	۰,۸۹۸
X _{site}	۰,۵۱۲	۰,۵۲۹	۰,۴۶۰	۰,۴۱۸	۰,۶۶۶	۰,۵۲۵	۰,۶۲۳	۰,۴۵۹	۰,۶۷۱	۰,۴۷۶
X _{vac}	۰,۴۸۸	۰,۴۶۱	۰,۵۴۰	۰,۵۸۲	۰,۳۳۴	۰,۴۷۵	۰,۳۷۷	۰,۵۴۱	۰,۳۲۹	۰,۵۲۴
Na+K	۰,۴۸۱	۰,۵۰۴	۰,۴۱۸	۰,۳۹۷	۰,۶۱۷	۰,۴۹۳	۰,۵۷۳	۰,۴۳۷	۰,۶۲۳	۰,۴۵۶
X _{vac} +Na	۰,۹۶۱	۰,۹۵۵	۰,۹۵۰	۰,۹۷۱	۰,۹۴۰	۰,۹۶۲	۰,۹۳۱	۰,۹۷۲	۰,۹۳۹	۰,۹۷۴
X _{vac} /X _{vac} +Na	۰,۵۰۷	۰,۴۸۲	۰,۵۶۸	۰,۵۹۹	۰,۳۵۵	۰,۴۹۳	۰,۴۰۰	۰,۵۵۶	۰,۳۵۰	۰,۵۳۷
Mg/Mg+Fe	۰,۱۹۸	۰,۲۱۰	۰,۲۱۶	۰,۱۷۱	۰,۲۰۸	۰,۲۰۱	۰,۱۹۲	۰,۱۹۴	۰,۱۸۴	۰,۱۶۷
Al in R ₂	۰,۶۵۹	۰,۶۳۰	۰,۶۳۶	۰,۷۵۴	۰,۵۴۹	۰,۶۱۵	۰,۵۳۷	۰,۸۰۳	۰,۵۹۱	۰,۷۴۷
R ₂ [*]	۲,۷۴۱	۲,۷۷۰	۲,۷۳۶	۲,۷۹۰	۲,۷۰۲	۲,۷۷۹	۲,۷۲۸	۲,۸۳۹	۲,۷۲۶	۲,۸۰۲
Fe/Fe+Mg	۰,۸۰۰	۰,۷۸۹	۰,۷۸۳	۰,۸۲۸	۰,۷۹۱	۰,۷۹۸	۰,۸۰۵	۰,۸۰۵	۰,۸۱۵	۰,۸۳۲
R ₁ =Na+Ca	۰,۵۰۴	۰,۵۲۹	۰,۴۵۲	۰,۴۱۰	۰,۶۵۵	۰,۵۱۹	۰,۶۰۴	۰,۴۵۳	۰,۶۵۸	۰,۴۷۰
R ₂ =Fe ^{tot} +Mg+Mn	۲,۰۸۲	۲,۱۱۴	۲,۱۰۰	۲,۰۴۳	۲,۱۵۳	۲,۱۶۴	۲,۱۷۹	۲,۰۳۶	۲,۱۳۵	۲,۰۵۵
R ₃ =Al+1.33Ti	۶,۸۷۹	۶,۸۳۸	۶,۸۲۳	۶,۸۰۸	۶,۸۴۸	۶,۸۲۴	۶,۸۶۳	۷,۰۰۷	۶,۹۱۴	۶,۷۹۸
R ₁ +R ₂	۲,۵۸۶	۲,۶۶۹	۲,۵۵۲	۲,۴۵۳	۲,۸۰۰	۲,۶۸۳	۲,۷۸۳	۲,۴۸۹	۲,۷۹۳	۲,۵۲۵
R ₂ [*] +Al in R ₂	۳,۴۰۰	۳,۴۰۰	۳,۳۷۲	۳,۵۵۱	۳,۲۵۰	۳,۲۹۴	۳,۲۶۵	۳,۶۴۲	۳,۳۱۷	۳,۵۴۹

به منظور تعیین تغییرات ترکیبی در نسبت‌های Fe, Mg, Na و Ca و تشخیص نوع تورمالین‌ها از نمودار دوتایی Na₂(Na+Ca) نسبت به Fe(Fe+Mg) استفاده شد [۳۷] که بر این اساس، همه نمونه‌های تورمالین درگستره‌ی شورل (عضو پایانی Na₂Fe₃Al₆(BO₃)₃(OH)₄ [Si₆O₁₈]) قرار دارند (شکل ۹ ب).

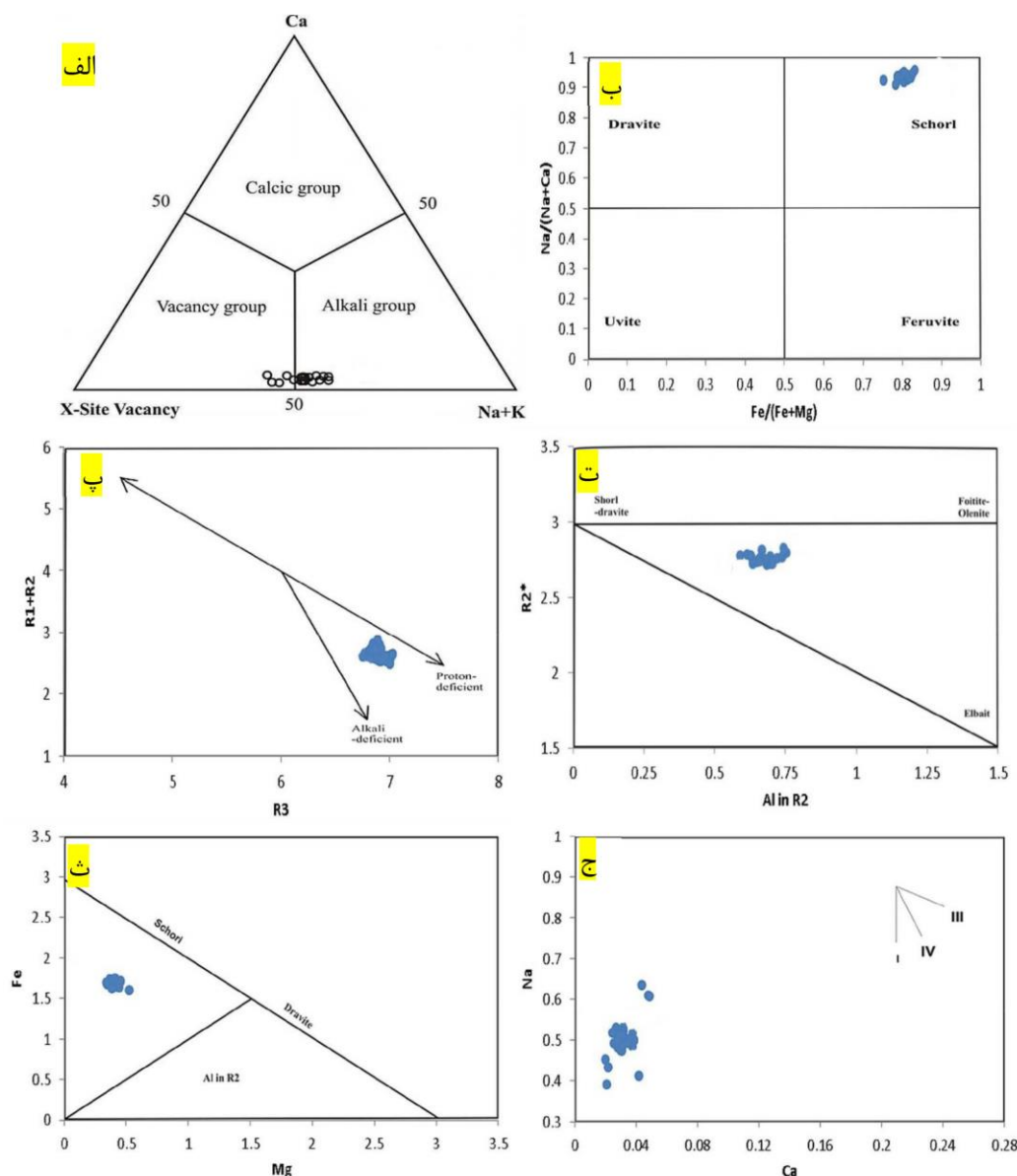
واکنش‌های جانشینی در ترکیب تورمالین‌ها بر پایه نمودار R1+R2 نسبت به R3 قابل بررسی است [۳۸، ۳۹]. در این نمودار، ترکیب شورل- درایت با مقدار R1+R2=4 و R3=6 نزدیک به مرکز نمودار است و همه بردارها با مؤلفه افزایشی شورل- درایت آغاز می‌شوند. بر این اساس، تبادل اوویت با فرمول 1-{Na Al}-1-{Ca (Fe,Mg)}, تبادل پروتون‌زدایی یا

برای تفکیک تورمالین‌ها بر اساس ترکیب شیمیایی از نمودار سه‌تایی Ca, X, Na+K استفاده شد [۳۶]. این نمودار بر اساس جایگاه X و عناصر موجود در آن تنظیم شده‌است. تورمالین‌های با Na در جایگاه X در گروه قلیایی، تورمالین‌های با Ca در جایگاه X در گروه کلسیمی، و تورمالین‌های دارای تهیجای X در گروه تهی‌جاها قرار می‌گیرند. بر این اساس، بیشتر تورمالین‌ها در جایگاه X دارای Na و K بیشتری نسبت به Ca هستند و در گروه قلیایی جای دارند (شکل ۹ الف). ۴ نمونه از تورمالین‌ها در جایگاه X خود مقداری تهیجا دارند. نکته مهم در این مورد، کمبود در جایگاه X بیشتر نمونه‌هاست، به طوری‌که بیشتر نمونه‌های بررسی شده دارای جایگاه قلیایی و کمی نیز دارای جایگاه X هستند.

باشد، در جایگاه Y دارای کمبود است که این امر را تا حدی می‌توان بامؤلفه جانشینی البایت Li Al(Fe,Mg)^{2+} توجیه نمود، یعنی این جانشینی موجب جایگزینی مقداری از Al-Li با Mg-Fe موجود در Y می‌شود، اما از آنجا که Li در بررسی‌های پردازشی دیده نشده است، به نظر می‌رسد که در جایگاه Y کاستی وجود داشته باشد.

ترکیب آلنیت ۱- $\{\text{AlO}\}\{\text{(Mg,Fe) OH}\}$ و تبادل کمبود قلیایی ۱- $\{\text{Al}\}\{\text{(Mg,Fe)Na}\}$ بررسی شد که همه تورمالین‌ها جایگاهی بین دو بردار جانشینی کمبود قلیایی و پروتون‌زدایی دارند (شکل ۹ پ).

در نمودار $R2^*$ نسبت به $R2$ در Al [۳۹]، قرارگیری همه نمونه‌ها زیر خط $R2^*$ نشان‌دهنده پرشدگی ناکامل جایگاه Y آنهاست (شکل ۹ ت). اگر نمونه‌ای دارای مقدار $R2^*$ کمتر از ۳

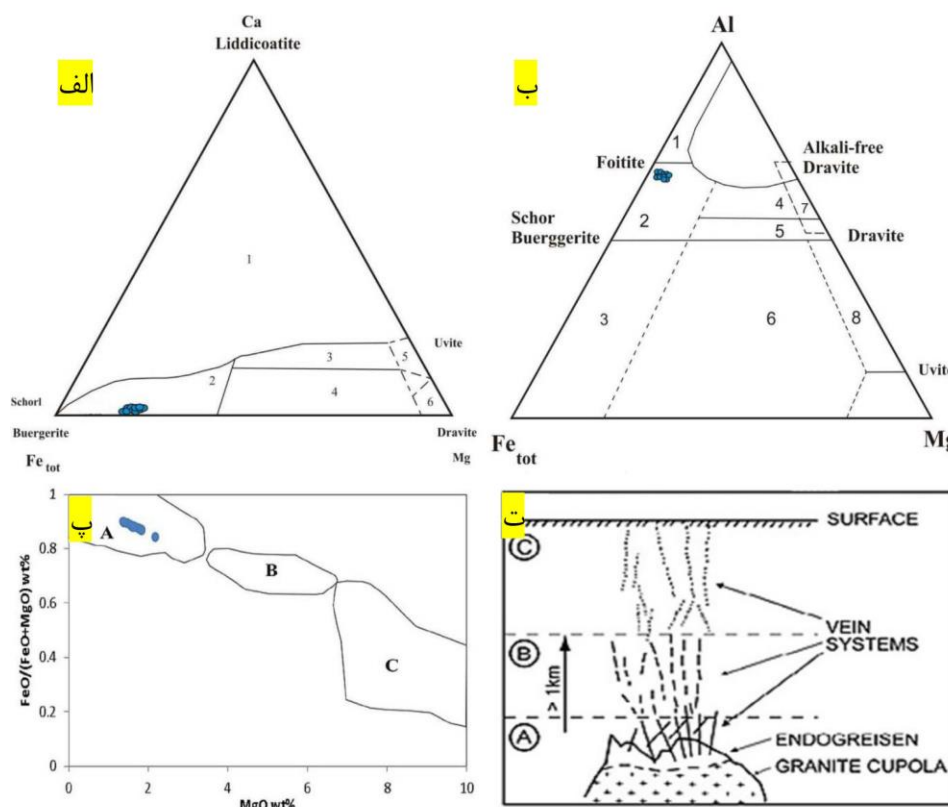


شکل ۹ الف) قرارگیری تورمالین‌های منطقه مورد بررسی بر اساس موقعیت X در فرمول تورمالین [۳۶]. ب) طبقه بندی تورمالین‌های مورد بررسی بر پایه نسبت $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$ نسبت به $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ [۳۷]. پ) نمودار $R1+R2$ نسبت به $R3$ و موقعیت نمونه‌های مورد بررسی تورمالین در آن [۳۸، ۳۹]. ت) نمودار $R2^*$ نسبت به Al in R2 ، $R2^* = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Mn} + \text{Al}$ ، $R2 = \text{Al} + 1.33\text{Ti} + \text{Si} - 12$ ، Al in R2 نسبت به $R2^*$ و موقعیت نمونه‌های مورد بررسی تورمالین در آن [۳۹]. ث) نمودار Fe نسبت به Mg نشانگر قرارگیری نمونه‌ها در زیر خط $\sum(\text{Fe}+\text{Mg})=3$ [۳۹، ۴۰]. ج) ترسیم نمونه‌ها در نمودار Ca نسبت به Na و موقعیت نمونه‌های مورد بررسی تورمالین در آن [۴۱، ۴۲].

بر پایه نمودار Na نسبت به Ca می‌توان غنی‌شدگی نسبی برخی از نمونه‌ها از Ca و واکنش‌های جانشینی مؤثر را بررسی کرد [۴۱، ۴۲]. تورمالین‌های پگماتیته منطقه مسترون Na بیشتری نسبت به Ca دارند که نشان‌دهنده نبود واکنش جانشینی Ca در تورمالین‌ها بوده و مؤثر بودن واکنش جانشینی کمبود قلیایی است (شکل ۹ ج).

به منظور تشخیص سنگ میزبان تورمالین‌ها از نمودار سه تایی Ca-Mg-Fe استفاده شد [۴۳]. در این نمودار، تورمالین‌های منطقه مسترون نزدیک به قطب شورل قرار می‌گیرند و سنگ میزبان آنها از گرانیتوئیدهای فقیر از Li و پگماتیت و آپلیت‌های وابسته به آن است که با خاستگاه ماگمایی و جایگاه پگماتیته این تورمالین‌ها هم‌خوانی کامل دارد (شکل ۱۰ الف).

در نمودار تغییرات Fe نسبت به Mg [۳۹]، ترکیب شورل-دراویت روی خط $\sum(Fe+Mg)=3$ است و همه نمونه‌های زیر این خط دارای $\sum(Fe+Mg)<3$ و به صورت جانشینی Al در جایگاه Y هستند. بر این اساس، هرچه $\sum(Fe+Mg)$ کمتر شود، میزان جانشینی Al در جایگاه Y افزایش می‌یابد و هرچه این مقدار بیشتر باشد، جانشینی Al در جایگاه Y کاهش می‌یابد. در بالای خط شورل-دراویت نیز، مؤلفه تبدیلی پوندراویت یا فری‌شورل با فرمول $FeAl^{-1}$ و اوویت $(CaMgNa^{-1}Al^{-1})$ دیده می‌شود. در این نمودار، همه نمونه‌ها در گستره با مقدار منیزیم کمتر از آهن یعنی شورل قرار دارند (شکل ۹ ث). تفاوت زیاد Fe^{+2} نسبت به Mg و مقدار Al بالا در تورمالین نشان‌دهنده خاستگاه ماگمایی آن هستند که مانند تورمالین‌های پگماتیته منطقه مورد بررسی ترکیب شورل دارند [۴۰].



شکل ۱۰ الف) موقعیت نمونه‌های تورمالین در نمودار سه تایی Ca, Fe, Mg. ۱- گرانیتوئیدهای غنی از Li و پگماتیت و آپلیت‌های وابسته به آن ۲- گرانیتوئیدهای فقیر از Li و پگماتیت و آپلیت‌های وابسته به آن ۳- متاپلیت‌های غنی از Ca، متاسامیت‌ها و سنگ‌های آهکی سیلیکاتی ۴- متاپلیت‌های فقیر از Ca، متاسامیت‌ها و سنگ‌های کوارتز-تورمالینی ۵- کربنات‌های دگرگون شده ۶- الترامافیک‌های دگرگون شده. (ب) موقعیت نمونه‌های تورمالین در نمودار سه تایی Al, Fe, Mg. ۱- گرانیتوئیدهای غنی از Li و پگماتیت و آپلیت‌های وابسته به آن ۲- گرانیتوئیدهای فقیر از Li و پگماتیت و آپلیت‌های وابسته به آن ۳- سنگ‌های کوارتز-تورمالینی غنی از Fe^{+3} و گرانیت‌های گرمابی دگرسان ۴- متاپلیت‌ها و متاسامیت‌های همراه با یک فاز اشباع از Al ۵- متاپلیت‌ها و متاسامیت‌های بدون فاز غنی از Al ۶- سنگ‌های کوارتز-تورمالینی غنی از Fe^{+3} ، سنگ‌های کالک سیلیکاته و متاپلیت‌ها ۷- الترامافیک‌های دگرگون شده با میزان Ca کم و متاسدیمنت‌های غنی از Cr و V ۸- کربنات‌ها. پیروکسینیت‌های دگرگون شده. (پ) موقعیت نمونه‌های تورمالین در نمودار $FeO/(FeO+MgO)$ نسبت به MgO [۴۴]. (ت) تصویر شماتیک از موقعیت توده نفوذی و سیستم‌های رگه‌ای متأثر از آن [۴۴].

۲ درصد وزنی در گستره A هستند که نشان‌دهنده قرارگیری آنها درون توده گرانیته تا مجاور گرانیته است (شکل‌های ۱۰ ب و ت).

مسکوویت

به منظور تعیین ترکیب میکاهای موجود در منطقه مورد بررسی، تعداد ۶ نمونه از پگماتیت‌های با مسکویت آشکار و معمولی انتخاب و برای تعیین مقدار عناصر Li, Ti, Ba, U تجزیه شیمیایی شدند (جدول ۵) که مقدار هیچ یک از این عناصر در مسکویت‌های منطقه در حد قابل قبول نبوده است. برای تعیین ترکیب شیمیایی موسکویت‌های منطقه مسترون، تعداد ۱۰ نقطه از میکاهای موجود با ریزپردازنده الکترونی تجزیه شدند (جدول ۶). موسکویت‌های این منطقه به دو صورت دانه‌درشت در پگماتیت‌ها و دانه‌ریز در درزه‌ها و شکاف‌ها حضور دارند. همه نمونه‌های برداشت شده از نوع اولیه و دانه درشت و بدون آثار سریستی شدن بوده‌اند. بر اساس بررسی‌های انجام شده و نمودار $Al^{IV}-Al^{VI}-Fe+Mg$ [۴۵]، می‌توان گفت که همه نمونه‌ها از نوع موسکویت هستند و به سمت قطب فنریت کشش ندارد (شکل ۱۱ الف). همچنین بر اساس نمودار مثلثی Na-K-Ca [۴۵]، نمونه‌ها در قطب موسکویت قرار دارند (شکل ۱۱ ب).

در این راستا و بر اساس نمودار $Mg-Fe^{(tot)}-Al-Mg$ [۴۳]، سنگ میزبان تورمالین‌های پگماتیتی، از گرانیته‌های فقیر از Li و پگماتیت و آپلیت‌های وابسته به آن است که با خاستگاه در نظر گرفته شده برای این تورمالین‌ها همخوانی کامل دارد (شکل ۱۰ ب).

تورمالین‌های رخمون یافته در سنگ‌های مختلف بیشتر ترکیب‌های متفاوتی دارند. برای مثال، تورمالین نوع شورل در اصل در گرانیته‌ها و پگماتیت‌های فقیر از Li و تورمالین نوع دراویت در سنگ‌های دگرگون شده، متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های فقیر از Ca تبلور می‌یابند.

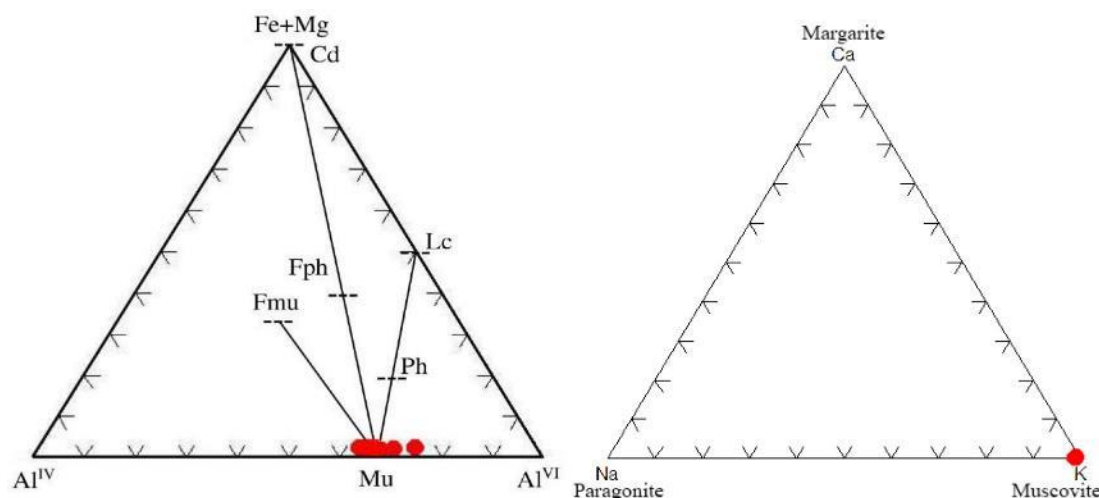
بر پایه نمودار $FeO/(FeO+MgO)$ نسبت به MgO ، می‌توان فاصله تشکیل تورمالین‌ها از توده نفوذی را به دست آورد [۴۴]، مقادیر $FeO/(FeO+MgO)$ و MgO به ترتیب در تورمالین‌های درون و نزدیک به توده گرانیته ۱ - ۰/۸ و ۲ تا ۳ درصد وزنی، برای تورمالین‌های سامانه‌های رگه‌ای و در فاصله کم تا متوسط (مساوی یا بیشتر از ۱ کیلومتر) ۰/۸ - ۰/۶ و ۳ تا ۶ درصد وزنی هستند. این مقادیر در تورمالین‌های متبلور شده در فاصله بیشتر از توده‌ی گرانیته به ترتیب ۰/۶ - ۰/۴ و ۶ تا ۱۰ درصد وزنی هستند. در تورمالین‌های مورد بررسی، نسبت $FeO/(FeO+MgO)$ برابر با ۱ - ۰/۸ و مقدار MgO از صفر تا

جدول ۵ نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های موسکویت به روش ICP-AES.

Sample No.	SH-6	SH-7	SH-8	SH-9	SH-10	SH-11
TiO ₂ (%)	۰/۱۴۵	۰/۰۲۹	۰/۰۰۶	۰/۰۱۵	۰/۰۲۲	۰/۰۴۴
Li (%)	۰/۰۷۹	۰/۰۵۰	۰/۰۳۰	۰/۰۳۹	۰/۰۵۸	۰/۰۸۱
Ba (%)	۰/۰۰۹	۰/۰۰۸	۰/۰۰۴	۰/۰۱۴	۰/۰۲۶	۰/۰۰۸
U (%)	۰/۰۰۱۰	<۰/۰۰۱۰	<۰/۰۰۱۰	<۰/۰۰۱۰	<۰/۰۰۱۰	<۰/۰۰۱۰

جدول ۶ نتایج تجزیه ریزپردازشی موسکویت بر اساس ۲۲ اکسیژن برای پگماتیت‌های منطقه مسترون (برحسب درصد وزنی)

نمونه	MS-1	MS-2	MS-3	MS-4	MS-5	MS-6	MS-7	MS-8	MS-9	MS-10
SiO ₂	۴۵/۳۵	۴۳/۳۱	۴۷/۶۹	۴۵/۵۵	۴۳/۲۸	۴۵/۳۹	۴۴/۱۹	۴۷/۷۵	۴۴/۳۱	۴۴/۶۵
Al ₂ O ₃	۳۲/۸۵	۳۴/۴۱	۳۳/۹۹	۳۲/۶۱	۳۴/۶۲	۳۴/۶۵	۳۲/۹۰	۳۴/۳۸	۳۴/۰۴	۳۲/۵۹
TiO ₂	۰/۸۲	۰/۷۱	۰/۳۱	۰/۶۹	۰/۷۳	۰/۸۳	۰/۸۲	۰/۶۹	۰/۲۸	۰/۷۱
FeO	۰/۹۱	۰/۹۰	۰/۸۷	۰/۹۷	۱/۰۲	۰/۸۶	۰/۹۲	۱/۰۰	۰/۸۵	۰/۹۵
MgO	۰/۰۰۶	۰/۰۰۵	۰/۰۰۷	۰/۰۰۵	۰/۰۰۷	۰/۰۰۵	۰/۰۰۶	۰/۰۰۵	۰/۰۰۸	۰/۰۰۵
MnO	۰/۰۰۰	۰/۰۰۴	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۴	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۴	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲
K ₂ O	۸/۸۴	۹/۸۲	۹/۶۲	۱۰/۲۵	۹/۸۲	۹/۶۳	۸/۸۵	۹/۷۹	۹/۵۹	۱۰/۳۱
Na ₂ O	۰/۱۱	۰/۱۸	۰/۲۰	۰/۱۲	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۱	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۱۲
CaO	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲
H ₂ O	۴/۲۲	۴/۴۱	۴/۴۱	۴/۵۱	۴/۳۹	۴/۴۶	۴/۲۵	۴/۴۱	۴/۴۸	۴/۵۵
مجموع	۹۳/۹۷	۹۳/۱۷	۹۳/۸۵	۹۷/۲۱	۹۴/۷۹	۹۴/۱۴	۹۶/۰۵	۹۲/۱۳	۹۸/۳۰	۹۳/۸۳
Si	۶/۲۱۷	۶/۱۰۱	۶/۳۶۸	۶/۲۲۳	۶/۰۹۹	۶/۲۱۸	۶/۱۵۳	۶/۳۷۲	۶/۱۶۱	۶/۱۷۲
Al ^{IV}	۱/۷۸۳	۱/۸۹۹	۱/۳۶۲	۱/۷۷۷	۱/۹۰۱	۱/۷۸۳	۱/۸۴۷	۱/۶۳۸	۱/۸۳۹	۱/۸۲۸
SUM	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸
Al	۵/۵۴۵	۵/۶۴۲	۵/۵۸۵	۵/۱۲۵	۵/۶۵۱	۵/۶۶۳	۵/۵۴۸	۵/۶۳۹	۵/۵۹۰	۵/۱۲۲
Al ^{VI}	۳/۶۷۲	۳/۷۴۳	۴/۲۲۳	۳/۳۴۸	۳/۷۵۰	۳/۸۸۰	۳/۷۰۱	۴/۰۱۱	۳/۷۵۱	۳/۲۹۴
Ti	۰/۰۸۶	۰/۰۷۳	۰/۰۳۱	۰/۰۶۹	۰/۰۷۳	۰/۰۸۴	۰/۰۸۳	۰/۰۶۹	۰/۰۲۹	۰/۰۷۱
Fe ²⁺	۰/۱۰۹	۰/۱۰۸	۰/۱۰۷	۰/۱۱۴	۰/۱۱۶	۰/۰۹۹	۰/۱۱۰	۰/۱۱۶	۰/۰۹۸	۰/۱۱۳
Mg	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۴	۰/۰۰۱
Mn	۰/۰۰۰	۰/۰۰۵	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۵	۰/۰۰۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۵	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲
K	۱/۶۱۳	۱/۷۴۴	۱/۶۹۸	۱/۷۴۵	۱/۷۴۴	۱/۶۹۰	۱/۶۱۵	۱/۷۴۲	۱/۶۹۶	۱/۷۵۱
Na	۰/۰۱۱	۰/۰۱۷	۰/۰۱۸	۰/۰۱۲	۰/۰۱۵	۰/۰۱۴	۰/۰۱۱	۰/۰۱۶	۰/۰۱۴	۰/۰۱۲
Ca	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۴	۰/۰۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳
مجموع	۱۳/۵۱۳	۱۳/۷۰۳	۱۳/۸۴۳	۱۳/۳۰۳	۱۳/۷۳۵	۱۳/۷۸۱	۱۳/۵۴۴	۱۳/۹۷۰	۱۳/۶۳۳	۱۳/۲۵۶



شکل ۱۱ الف) موقعیت ترکیبی مسکویت‌های منطقه مسترون در نمودار Fe+Mg-Al [۴۵]. که $Al = Al^{IV} + Al^{VI}$ (Lc: لوکوفیلیت، Fph: فری فنزیت، Fmu: فری موسکویت، Mu: موسکویت، Cd: کلادونیت، Ph: فنزیت)، ب) موقعیت ترکیبی مسکویت‌های منطقه مسترون در نمودار K-Na-Ca [۴۵].

برداشت

توده پگماتیتهی منطقه مسترون در آخرین فاز تبلور ماگما به وجود آمده است. بافت اصلی در منطقه پگماتیتهی است و در بعضی از نقاط بافت تنش آواری نیز دیده می‌شود که می‌تواند نشان‌دهنده وجود فشارهای زمین‌ساختی در منطقه مورد بررسی باشد. از نظر ترکیب کانی‌شناسی، این توده در بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی شامل کوارتز، فلدسپار قلیایی (ارتوز و میکروکلین)، پلاژیوکلاز، تورمالین و موسکویت است. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که کوارتز خلوص بالایی دارد و هیچ عنصر جانبی دیگری آن را همراهی نمی‌کند. ترکیب عمده فلدسپارها از نوع پلاژیوکلاز بوده که با کمی تغییر در ترکیب از $Ab=88$ و $An=12$ تا $Ab=90$ و $An=10$ از نوع آل بیت است و مقادیری نیز فلدسپات پتاسیمی با ترکیب ۸۶ $Or=$ و $Ab=14$ تا $Or=90$ و $Ab=10$ دیده می‌شود. بلورهای پلاژیوکلاز گاهی دارای ساخت منطقه‌ای هستند که می‌تواند شاهدهی بر وجود تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی در محیط تبلور باشد. دمای تشکیل فلدسپارها بسیار کمتر از ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد برآورد می‌شود که می‌تواند نشان‌دهنده دگرگونی-های زیر نقطه انجماد ترکیب فلدسپارها طی سرد شدن توده باشد. بر اساس بررسی‌های انجام شده و نمودارهای مختلف، می‌توان گفت که تورمالین‌های موجود در پگماتیته‌ها از نوع شورل و قلیایی و تعداد کمی نیز دارای تهیجای X هستند.

حضور تورمالین‌های خودشکل در گرانیتهای این منطقه و نبود منطقه‌بندی، به روشنی نشانگر غنی‌بودن ماگمای خاستگاه این گرانیته‌ها از B است. بر اساس بررسی‌های انجام شده، سنگ میزبان تورمالین‌ها از گرانیتهای فقیر از Li و پگماتیت و آپلیتهای وابسته به آن است که با خاستگاه ماگمایی و جایگاه پگماتیتهی این تورمالین‌ها هم‌خوانی کامل دارد. مقدار $FeO^* = FeO/FeO + MgO$ در مناطق تورمالین‌دار بیش از ۰/۸ بوده که بیانگر ناشی شدن بور از سیال‌های ماگمایی مراحل تأخیری است.

به منظور تعیین ترکیب میکاهای موجود در منطقه مورد بررسی، تعداد ۶ نمونه از پگماتیت‌های با مسکویت آشکار و معمولی انتخاب و برای تعیین مقدار عناصر Li, Ti, Ba, U تجزیه شیمیایی شدند که مقدار هیچ یک از این عناصر در مسکویت‌های منطقه در حد قابل قبول نبود.

موسکویت‌های موجود در این منطقه به دو صورت دانه درشت در پگماتیت‌ها و دانه ریز در درزه‌ها و شکاف‌ها حضور دارند که موسکویت‌های دانه درشت به سمت قطب فنزیت کشش ندارد. همچنین بر اساس نمودارهای موجود، همه نمونه‌ها در قطب موسکویت قرار دارند.

قدردانی

این مقاله حاصل بخشی از طرح پژوهشی انجام شده در دانشگاه آزاد اسلامی واحد الیگودرز با کد ۵۶۰۹۷۱ است. نگارندگان بر

- [13] Mohajjel M., Sahandi M.R., "Tectonic evolution of Sanandaj-Sirjan Zone", Scientific Quarterly journal Geoscience 31-32 (2001) 28-49.
- [14] Shahrokhi S.V., "Ore-control Determinations of Cu-Mineralization and Its Related Elements at Kondor Area on Part of Aligudarz (NE-Lorestan Province)", M.Sc. Thesis, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran (2002) 155pp.
- [15] Lotfi M., Shahrokhi S.V., "Cu-Au ore mineralization in Kondor area (N-Aligoudarz) connecting with relevant geodynamic problems of Masterrun granitoids (NE-lorestan province in Iran)", 7th conference of geological survey of Iran, Isfahan, Iran-Mining, D.A.C., (2004).
- [16] Esna-Ashari A., Hassanzadeh J., Valizadeh M.V., "Geochemistry of microgranular enclaves in Aligoodarz Jurassic arc pluton, western Iran: implications for enclave generation by rapid crystallization of cogenetic granitoid magma" Mineralogy and Petrology 101(2011) 195-216.
- [17] Esna-Ashari A., Tiepolo M., Valizadeh M.V., Hassanzadeh J., Sepahi A. A., "Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", Journal of Asian Earth Sciences 43 (2012) 11-12.
- [18] Esna-Ashari A., Tiepolo M., Hassanzadeh J., "On the occurrence and implications of Jurassic primary continental boninite-like melts in the Zagros orogeny", Lithos 258-259 (2016) 37-57.
- [19] Shahrokhi S.V., "Genetic of Kondor copper and gold mineralization in Aligudarz area, Lorestan, Iran", 6th European congress on regional geoscientific cartography and information system, Bologna, Italy (2009)
- [20] Ahmadi-Khalaji A., "Petrology of granitoid rocks of the Boroujerd area", Ph.D. Thesis, Tehran University, Tehran, Iran. (2006) 190pp.
- [21] Ahmadi-Khalaji A., Esmaeily D., Valizadeh M.V., Rahimpour-Bonab H., "Petrology and Geochemistry of the Granitoid Complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran", Journal of Asian earth Sciences 29 (2007) 859-877.
- [22] Masoudi F., "Contact metamorphism and pegmatite development in the region SW of Arak, Iran", Ph.D. Thesis, Leeds University, UK (1997) 135p.
- [23] Masoudi F., Yardley B.W.D., Cliff R.A., "Rb-Sr geochronology of pegmatites, plutonic rocks and a hornfels in the region southwest of Arak, Iran. Islamic Republic of Iran", Journal of Sciences 13-3 (2002) 249-254.

خود لازم می‌دانند تا از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد الیگودرز و همچنین داوران محترم تقدیر و تشکر نمایند. از حوزه معاونت علمی بخاطر حمایت های مالی برای اجرای طرح تحقیقاتی با عنوان کانی شیمی و کانیشناسی در پگماتیت مسترون (شمال الیگودرز- استان لرستان) نیز تشکر و قدردانی می‌گردد.

مراجع

- [1] Simmons W. B., Webber K. L., "Pegmatite genesis: state of the art", European Journal of Mineralogy 20 (2008) 421-438.
- [2] Thomas R., Davidson P., "The missing link between granites and granitic pegmatites", Journal of Geosciences 58 (2013) 183-200.
- [3] Thomas R., Davidson, "Water in granite and pegmatite-forming melts", Ore Geology Reviews 46 (2012) 32-46.
- [4] London D., "Estimating abundances of volatile and other mobile components in evolved silicic melts through mineral melt equilibria", Journal of Petrology 38 (1997) 1691-1706.
- [5] London D., "Reading Pegmatites: what minerals say. Rubellite Press, New Orleans, LA", Contributions to the 6th International Symposium on Granitic Pegmatites (2013) 5-6.
- [6] Cerný P., London D., Novák M., "Granitic pegmatites as reflections of their sources", Elements 8 (2012) 289-294.
- [7] Samadi R., Mirnejad H., Kawabata H., Valizadeh M. V., Harris C., Gazel E., "Magmatic garnet in the Triassic (215 Ma) Dehnow pluton of NE Iran and its petrogenetic significance", International Geology Review 56 (2014) 596-621.
- [8] London D., "A petrologic assessment of internal zonation in granitic pegmatites", Lithos 184-187 (2014) 74-104.
- [9] Cerný P., Ercit T. S., "The classification of granitic pegmatites revisited", The Canadian Mineralogist 43 (2005) 2005-2026
- [10] London D., "Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future", Lithos 80 (2005) 281-303.
- [11] London D., "Pegmatites", The Canadian Mineralogist, Special Publication 10 (2008) 347 p.
- [12] Stocklin j., "Structural history and tectonic of Iran, a review", American Association of Petroleum Geologist Bulletin 52-7 (1968) 1229-1258.

- [36] Hawthorne F.c., Henry D.J., "Classification of the minerals of the tourmaline group", European Journal of Mineralogy 11 (1999), 201-215.
- [37] Trumbull R.B., Chaussidon M., "Chemical and boron isotopic composition of magmatic and hydrothermal tourmalines from the Sinceni granite-pegmatite system in Swaziland", Chemical Geology 153(1999)125-137.
- [38] Manning D.A.C., "Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapong batholith of peninsular Thailand", Mineralogical Magazine 45 (1982) 139- 147.
- [39] London D., Manning D., "Chemical variation and significance of tourmaline from Southwest England", Economic Geology 90 (1995), 495-519.
- [40] Cavarretta G., puxeddu M., "Schorl-dravite-ferridravite tourmalines deposited by hydrothermal magmatic fluids during early evolution of the Larderelli geothermal field, Italy", Economic Geology 85-6 (1990) 1236-1251.
- [41] Henry D.J., Dutrow B.L. "Metamorphic tourmaline and its petrologic applications", reviews in Mineralogy 33 (1996) 503-557.
- [42] Harraz H.Z., El-Sharkaway M.F., "Origin of tourmaline in the metamorphosed Sikait pelitic belt, south eastern desert, Egypt", Journal of African Earth Science 33 (2001) 391-416.
- [43] Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A., "The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms", American Mineralogist, 90 (2-3) (2005) 316-328.
- [44] Pirajno F., Smithies R.H., "The $FeO/(FeO+MgO)$ ratio of tourmaline: A useful indicator of spatial variations in granite-related hydrothermal mineral deposits", Journal of Geochemical Exploration 42 (1992) 371-381.
- [45] Feenstra A., "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 (1996) 201-233.
- [24] Sepahi Garoo A.A., Salami S., Tabrizi M., "Geochemistry of tourmalines in aplitic and pegmatitic dikes from Alvand plutonic and metamorphic rocks of the Hamedan area", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 22-3 (2014) 495-506.
- [25] Darvishi E., "Petrography, Geochemistry and Petrogenesis of North Azna Granite mass (Marziyan-Kolbor), Sanandaj-Sirjan Zone", Ph.D Thesis, Isfahan University (2015) 185 P.
- [26] Darvishi E., "The investigation of mineral chemistry of garnet and tourmaline in Marziyan leucogranite (North Azna, Sanandaj-Sirjan Zone)", Advanced Applied Geology 11-1 (2021) 12-28.
- [27] Shahrokhi S.V., Delfani H., "Geochemistry and source determination of tourmalines in Mollataleb Area (North of Aligoudarz- Iran)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 27-2 (2019) 385-400.
- [28] Bloodate E.S., Hughes G.M., Dyar M.D., Grew E.S., Guidotti C., "Linking structure and chemistry in the schorl-dravite series", American Mineralogist, 84 (1999) 922-928.
- [29] Dutrow B.L., Henry D.J., "Tourmaline: a geologic DVD", Elements 7-5 (2011) 301-306.
- [30] Didier J., Barbarin B., "Enclaves and granite petrology", Elsevier (1991) 601 p.
- [31] Siivola J., Schmid R., "List of mineral abbreviation Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks", American Mineralogist, Web version 01.02.07 (2017).
- [32] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An Introduction to the Rock forming Minerals", London (Longman) (1992) 696 p.
- [33] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the rock-forming minerals", 17th, Longman, Ltd (1991) p.528.
- [34] Koroll H., Evangelakakis C., Voll G., "Two feldspar Geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks", Contributions to Mineralogy and Petrology 3 (1993) 510-518.
- [35] Anderson J. L., "Statuse of thermo-barometry in granitic batholiths", Earth Science Review 87 (1993)125- 138.