



عوامل کنترل‌کننده تبلور تورمالین توده گرانیته - گنایس میلونیتی شمال شرق معدن ژان (استان لرستان)

آرزو مرادی*، ناهید شبانیان بروجنی و علیرضا داودیان دهکردی

دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

دریافت: 1393/12/29، پذیرش: 1394/07/13

چکیده

نتایج آنالیز به روش LA-ICP-MS تورمالین‌های موجود در توده گرانیته - گنایس میلونیتی A-type شمال شرق معدن ژان در پهنه سنندج - سیرجان به سن انتهای پرکامبرین، بیان‌کننده تبلور کانی تورمالین از این مذاب گرانیته با پیشرفت روند تفریق است. از طرفی، در نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به میانگین ترکیب گرانیته - گنایس میلونیتی شامل تورمالین‌های مورد بررسی هم ناهنجاری مثبت و هم ناهنجاری منفی در Eu را می‌بینیم که نشان می‌دهد دانه‌های تورمالین غالباً توسط دانه‌های کوارتز و فلدسپار احاطه شده‌اند. با توجه به شواهد پتروگرافی، هرچا تورمالین در خمیره غالب وجود دارد، بیوتیت و آلانیت به‌صورت محدود هستند و یا اصلاً وجود ندارند. با استفاده از نمودارهای فاز ترکیبی (بیوتیت، تورمالین و مسکویت)، مشخص شد هم‌پوشانی بین تورمالین و بیوتیت‌های موجود در این گرانیته - گنایس میلونیتی وجود ندارد، که نشان دهنده واکنش ناسازگار بین بیوتیت و تورمالین در این سیستم گرانیته - گنایس میلونیتی است.

واژه‌های کلیدی: تورمالین، روند تفریق، نمودار فاز، معدن ژان، زون سنندج - سیرجان

مقدمه

(1997). تورمالین می‌تواند به‌صورت کانی اولیه ماگمایی و یا به‌عنوان کانی در شرایط انتقال از مرحله سولیدوس تأخیری (ماگمایی) تا ساب سولیدوس آغازی (گرمایی) متبلور شود (Buriánek and Novák, 2007). بسیاری از عناصر کمیاب در کانی تورمالین تغییراتی سیستماتیک مطابق با نوع سنگ میزبان نشان می‌دهند (Copjakova et al., 2013) و در بررسی تغییرات ژئوشیمیایی سنگ میزبان، مکان‌یابی پترولوژیکی و روابط بافتی کانیهای همراه در طی روند تفریق دارای اهمیت زیادی هستند. در مذابهای فلسیک، فازهای فرعی مانند اسفن، زیرکن، آلانیت و موناژیت بر روی الگوی REE تأثیر خیلی زیادی می‌گذارند، REE‌ها با وجودی که فراوانی کمتر از 1 درصد دارند؛ اما دارای ضرایب جدایش بالایی هستند. به‌عنوان مثال، در طی روند تفریق در گرانیته‌ها

تورمالین‌ها عمدتاً دارای توانایی بسیار بالایی در جایگزینی عناصر مختلف در ساختار خود هستند، به همین دلیل در شرایط متغیر دما و فشار، پایداری زیادی از خود نشان داده و بسیار مقاومند. بنابراین، به‌طور گسترده به‌عنوان شاخصهای ترکیبی ژئوشیمیایی و فرآیندهای زمین‌شناسی استفاده می‌شوند (Henry and Dutrow, 1996; Dutrow and Henry, 2011; Van Hinsberg et al., 2011a; Van Hinsberg et al., 2011b). عوامل گوناگونی مثل دما، فشار، Ti , Mg ، اکتیویته بور، محتوای بور، اکتیویته Fe , Al , H_2O ، ترکیب کلی سنگ میزبان و سایر کانیهای همراه برای بررسی شرایط تشکیل و پایداری تورمالین حایز اهمیت است (Scaillet et al., 1995; Wolf and London,

محجل و فرگوسن (Mohajjel and Fergusson, 2000) حوادث کوه‌زایی زاگرس و برخورد خرده قاره ایران با صفحه عربی در انتهای کرتاسه در شکل‌گیری و نفوذ این توده‌های گرانیتی نقشی نداشته است؛ ولی احتمالاً پس از تشکیل، تحت‌تأثیر حوادث بعدی ناشی از کوه‌زایی زاگرس، به‌شدت دگرشکل و دگرگون شده‌اند و به‌صورت گرانیت گنایس میلونیتی در آمده‌اند (Shabanian et al., 2010)، ظهور خطوط میلونیتی موازی با روند زاگرس در این سنگها یکی از شواهد مهم این واقعیت است.

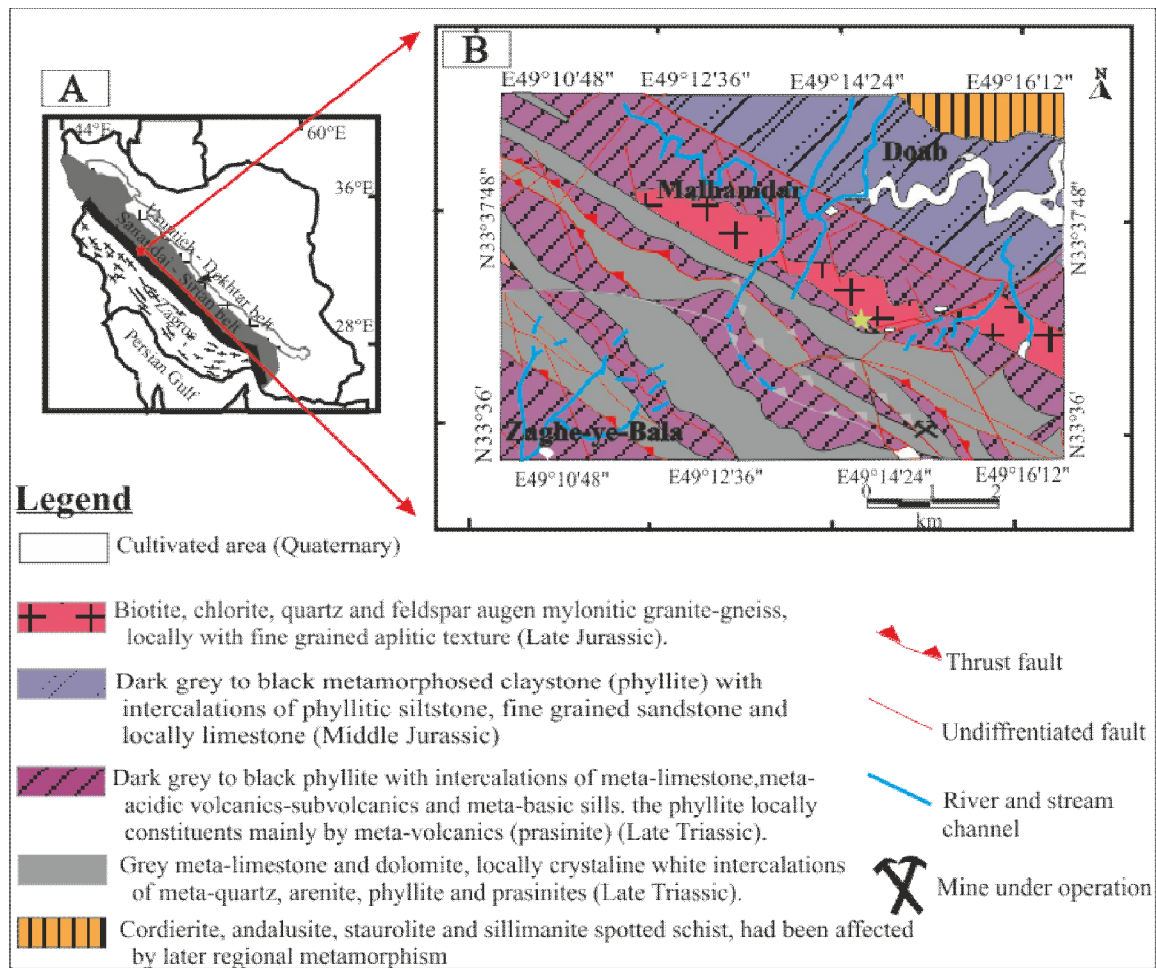
بر اساس شواهد صحرایی، به‌طور کلی سنگهای دگرگونی و دگرشکل شده رخنمون یافته در منطقه مورد بررسی را می‌توان با توجه به نوع سنگ مادر آنها به دو دسته با منشأ آذرین و با منشأ رسوبی تقسیم‌بندی کرد. دسته اول، سنگهای دگرگونی با منشأ آذرین شامل آمفیبولیت و گرانیت‌های- گنایس میلونیتی (شکل A-2) و دسته دوم، سنگهای دگرگونی و دگرشکل شده با منشأ رسوبی شامل شیست‌ها و مرمرها هستند. به‌نظر می‌رسد مجموعه آمفیبولیت و شیست‌ها سقف توده گرانیت میلونیتی شمال شرق معدن ژان را تشکیل می‌دهند.

بررسیهای انجام شده توسط مرادی و همکاران (Moradi et al., 2017) گرانیت- گنایس میلونیتی حاوی کانی تورمالین مورد بررسی آهن‌دار، پرآلومین تا کمی متآلومین و کالک‌آلکان تا حدودی آلکان و A-type است. توزیع و پراکندگی تورمالین در سراسر توده گرانیتوئیدی شمال شرق معدن ژان به‌صورت یکنواخت نیست، در قسمتهای مرکزی توده، تورمالین به مقدار کمتر و در قسمتهای انتهایی (دو انتهای شمال‌غربی و جنوب‌شرقی)، تورمالین با تمرکز فراوانی بیشتر دیده می‌شود لازم به‌ذکر است در دو قسمت انتهایی نیز تمرکز تورمالین به‌صورت یکنواخت نیست و به‌طرف خط الرأس توده، در افقهای بالا دست نسبت به افقهای پایین دست تمرکز تورمالین بیشتر می‌شود. تورمالین‌ها در نمونه دستی با رنگ کاملاً سیاه و به‌صورت لکه‌ای، لخته‌ای و یا اجتماعی از دانه‌های ریز و با حالت جهت‌یافته دیده می‌شوند (شکل B-2). این کانی مقاوم دارای ظاهری خرد شده است و به‌صورت رگه‌ای و یا همراه با کانیهای حاصل از دگرسانی مشاهده نمی‌شود.

زیرکن باعث فقیرشدگی مذاب از HREEها و آلانیت باعث فقیرشدن مذاب از LREEها می‌شود (Rollinson, 1993). بر اساس پژوهشهای انجام شده توسط مرادی و همکاران (Moradi et al., 2015) تورمالین‌های مورد بررسی وابسته به محیطهای گرانیتی بوده و به‌وسیله گرماب با خاستگاه ماگمایی به‌وجود آمده‌اند و از نظر ترکیب شیمیایی در محدوده عضو انتهایی شورلیت- دراویت با تمایل بیشتر به‌سمت شورل قرار می‌گیرند. در این پژوهش تلاش شده است با استفاده از شیمی گرانیت- گنایس میلونیتی حاوی تورمالین، جزئیات رفتاری عناصر کمیاب در کانی تورمالین، نمودارهای فاز ترکیبی، شواهد بافتی و رابطه بین کانیهای همراه، به ارزیابی مکان‌یابیهای پترولوژیکی تورمالین و کانیهای همراه با آن و عوامل کنترل‌کننده تبلور تورمالین مورد بررسی، پردازیم.

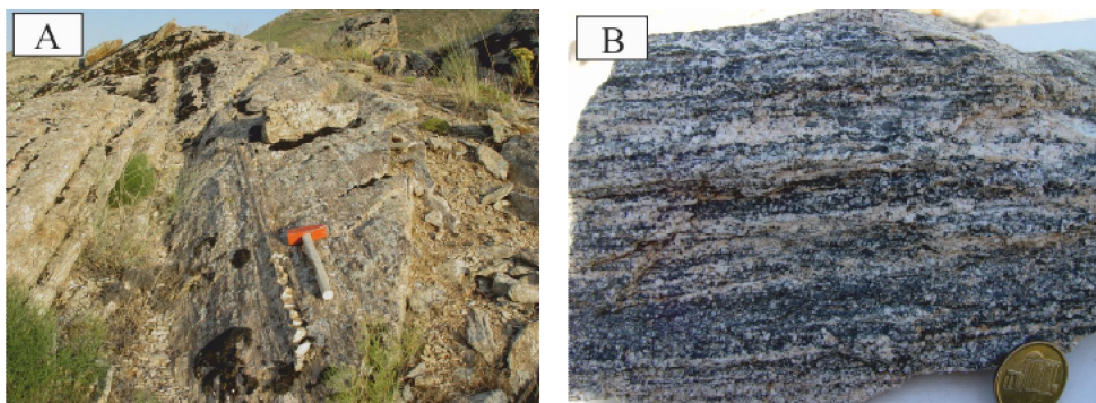
موقعیت زمین‌شناسی

گرانیت- گنایس میلونیتی مورد بررسی، جزئی از پهنه زمین‌ساختاری سنندج- سیرجان است (Stocklin, 1968) و در استان لرستان، شمال غرب شهرستان ازنا و در شمال شرق معدن سنگ تزئینی ژان، در گستره‌ای به طولهای جغرافیایی "49° 11' 41" تا "49° 16' 07" شرقی و عرضهای جغرافیایی "33° 36' 35" تا "33° 38' 12" شمالی و در نقشه زمین‌شناسی چهارگوش شازند به مقیاس 1:100000 رخنمون دارد (شکل 1 A, B). بنا به اعتقاد بربریان و کینگ (Berberian and King, 1981) در تریاس پایانی با شروع فرورانش لیتوسفر اقیانوسی تتیس جوان به زیر اوراسیا و ایجاد یک حاشیه همگرای فعال در شمال تتیس جوان، کمان قاره‌ای آتشفشانی مجموعه‌های نفوذی- دگرگونی پهنه سنندج- سیرجان شکل گرفته است. عمده توده‌های نفوذی این پهنه از زمان ژوراسیک تا پالئوسن در این مجموعه جایگیر شده‌اند (Berberian and King, 1981; Mohajjel and Fergosen, 2000). گرانیتوئیدهای نئوپروتروزوئیک دارای پی‌سنگ گندوانا بین زمین‌درز پالئوتتیس و نئوتتیس در شمال، شمال- غرب پهنه سنندج- سیرجان و ایران مرکزی یافت می‌شود که در طول جابه‌جایی پالئوتتیس به حاشیه جنوبی اوراسیا منتقل شده است، سن‌سنجی کانیهای زیرکن ماگمایی گرانیت‌های A-type شمال ازنا به‌روش U-Pb نیز سن 568 ± 11 ma (انتهای پرکامبرین) را برای این گرانیت‌ها داده است (Nutman et al., 2014). از این‌رو، برخلاف نظریه



شکل 1. A: موقعیت پهنه سنندج- سیرجان در ایران، منطقه مورد بررسی با علامت ستاره نشان داده شده است و B: نقشه زمین شناسی ساده شده منطقه شمال شرق معدن ژان (برگرفته از سهندی و همکاران (Sahandi et al., 2006))

Fig. 1. A: Location of Sanandaj-Sirjan Zone in Iran. The study area is shown with star symbol and B: Simplified geological map of the north east of Jan mine (from Sahandi et al., 2006)



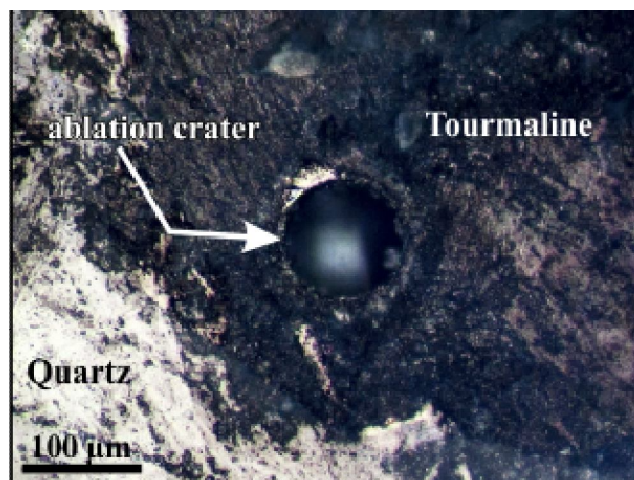
شکل 2. A: نمایی از توده گرانیت- گنایس میلونیتی رخنمون یافته در شمال شرق معدن ژان (لکه‌های سیاه گل سنگ است) و B: تورمالین‌ها به صورت اجتماعی از دانه‌های ریز به رنگ سیاه با حالت جهت یافته

Fig. 2. A: View of the mylonitic granite-gneiss pluton exposed in the north east of Jan mine, B: Fine-grained tourmalines are oriented in black color

روش مطالعه

پس از نمونه‌برداری، با ثبت مختصات جغرافیایی از بین نمونه‌های سالم تعداد 16 مقطع نازک تهیه شد، سپس بررسی دقیق کانی‌شناسی - پترولوژیکی و ریزساختاری نمونه‌ها با استفاده از میکروسکپ پلاریزان¹ انجام، در این بررسیها از پدیده‌های جالب بافتی و کانی‌شناسی تورمالین‌ها تعدادی عکس در نور طبیعی و پلاریزه تهیه شد. به‌منظور بررسی دقیق کانیهای تورمالین، یک مقطع نازک صیقلی تهیه شد که بر روی 2 بلور تورمالین به‌صورت پروفیل طولی، آنالیز کامل الکترون مایکروپروب در آزمایشگاه گروه زمین‌شناسی دانشگاه اکلاهاسیتی آمریکا انجام شد و نشان داد بلورها هیچ‌گونه زونینگ شیمیایی ندارند. در ادامه از همین دو بلور تورمالین برای آنالیز LA-ICP-MS استفاده شد که در هفت نقطه به‌وسیله دستگاه (GeoLas MicroLas) LA-ICP-MS در دانشگاه اترخت کشور هلند مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت، قطر کراترهای ایجاد شده برابر با 100 میکرون‌متر

است (شکل 3). این روش آنالیز، کاملترین روش آنالیز الکترون مایکروپروب است که قادر است عناصر کمیاب موجود در نمونه‌های جامد را در غلظت کمتر از (100ppm - 1 ppb) با دقت خیلی زیادی اندازه‌گیری کند. در این روش، ذرات جامد در طول برهم کنش پرتو لیزر بسیار پر قدرت ($1 \times 10^{10} \text{ wcm}^{-2}$) با سطح نمونه، فرسایش فیزیکی یافته‌اند و ذرات حاصل در یک شار از گازهای بی‌اثر (هلیوم یا آرگن) جریان یافته است و به‌صورت پلاسمای آرگنی به طیف‌سنج جرمی منتقل می‌شوند. نتایج حاصل از این آنالیز در (جدول 1) و 10 نمونه نتایج به‌دست آمده از 48 نمونه نتایج حاصل از آنالیزهای الکترون مایکروپروب زیر گروه تورمالین مورد بررسی همراه برخی از تخمینهای صورت گرفته با نرم‌افزار Wintcac بر روی 31 آنیون (Moradi et al., 2015)، در (جدول 2) ارائه شده است.



شکل 3. کراتر ایجاد شده به‌وسیله ablation با قطر 100 میکرون‌متر در کانی تورمالین توده گرانیت- گنایس میلونیتی شمال شرق معدن ژان

Fig. 3. Crater with a diameter of 100 micron meters caused by ablation in tourmaline of mylonitic granite-gneiss body in the north east of Jan mine

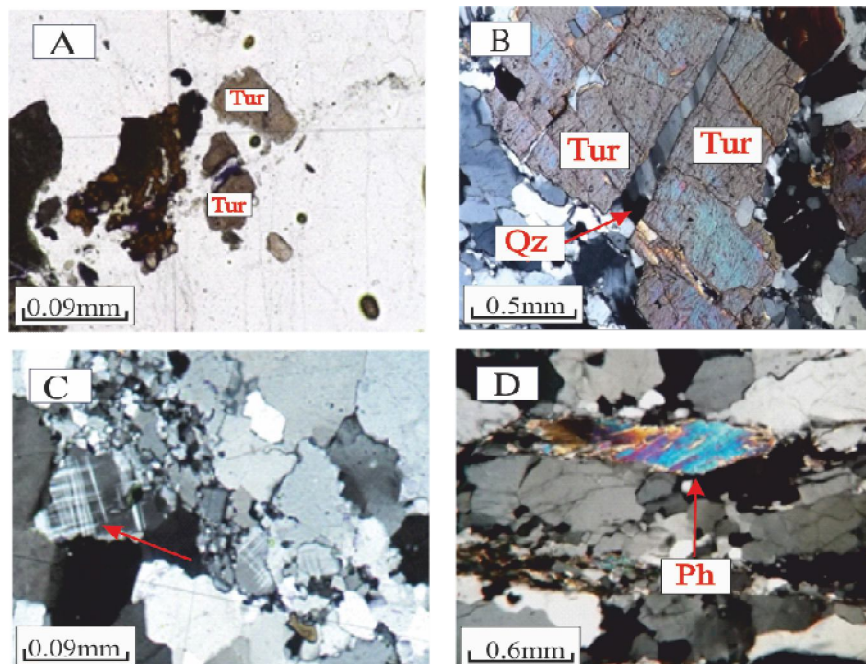
شواهد پتروگرافی

با توجه به شواهد پتروگرافی، توده گرانیت- گنایس میلونیتی شامل تورمالین، دارای بافت اصلی لپیدوگرانوبلاستیک بوده است که از هم‌بعد تا سری‌ایت تغییر می‌کند. ترکیب کانی‌شناسی آن شامل کانیهای اصلی کوارتز، آلکالی‌فلدسپار (میکروکلین پرتیتی)، پلاژیوکلاز و کانیهای فرعی اپیدوت

(ماگمایی)، آلانیت، تورمالین، مسکویت فنژیتی، زیرکن، اسفن و کانی متداول بیوتیت است. از نظر میزان فراوانی قسمت زیادی از این سنگها را کانیهای فلسیک کوارتز، آلکالی‌فلدسپار و پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهند. تورمالین: خودشکل نیست، ساختار منشوری و زونینگ ندارد، در اندازه ریز تا متوسط قابل دیدن است. در برخی نقاط

پریکلین که بیانگر دگرشکلی دینامیک در حالت جامد و در حد رخساره شیست سبز است (Vernon, 2004) (شکل 4- C). فلدسپارها به همراه کوارتز جزو فراوانترین کانیه‌های قابل رؤیت در اطراف تورمالین هستند. مسکویت: غالباً از نوع فنزیت و در اندازه‌های کوچک تا متوسط قابل دیدن است. فنزیت در زیر میکروسکپ دارای رنگ سبز بسیار کم رنگ بوده و برجستگی بیشتری نسبت به میکای مسکویتی دارد. فنزیت در امتداد برگ‌وارگی و در جاهایی که دگرشکلی دینامیکی بیشتری را متحمل شده، متمرکزتر است. بیوتیت‌ها معمولاً به صورت دانه‌های خیلی ریز در زمینه دیده می‌شوند؛ ولی مسکویت فنزیتی در مقابل عملکرد دگرشکلی دینامیک مقاومت می‌کند و ساختار ماهی می‌کایی نشان می‌دهد (Passchier and Trouw, 2010) (شکل 4-D).

دانه‌های تورمالین و کانیه‌های موجود در خمیره دارای ظاهری خرد شده هستند (شکل 4-A). در خمیره کانی تورمالین با کوارتز، فلدسپار، مسکویت (فنزیت)، اپیدوت و بیوتیت احاطه شده است. نحوه توزیع و قرارگیری، یا به عبارتی روابط بافتی سایر کانیه‌های جانبی همراه، نسبت به تورمالین در خمیره گرانیت بر اساس شواهد میکروسکوپی به قرار زیر است: **کوارتز:** کانی کوارتز فراوانترین کانی تشکیل‌دهنده خمیره سنگ به شمار می‌رود و از نظر مکان‌یابی پتروژنتیکی به همراه فلدسپارها از فراوانترین کانیه‌های پیرامون دانه‌های تورمالین است، به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل در اندازه‌های مختلف و اغلب با خاموشی موحی قابل رؤیت است (شکل 4-B). **فلدسپار:** پس از کوارتز فراوانترین کانی تشکیل‌دهنده سنگ است و دارای اندازه‌های مختلف است. برخی از ریزساختارهای فلدسپار در نمونه‌های مورد بررسی، بیانگر شرایط رخساره آمفیبولیت زیرین تا شیست سبز بالایی است، مانند ماکل



شکل 4. ویژگی‌های پتروگرافی توده گرانیت گنایس میلونیتی شمال شرق معدن ژان، A: کانی تورمالین خرد شده و بدون ساختار منشوری (PPL)، B: شکستگی گوه‌ای شکل کانی تورمالین که به وسیله کانی کوارتز پر شده است، (XPL)، C: ماکل پریکلین در پلاژیوکلاز، BLG¹ و SGR²، در نهایت ایجاد دانه‌های جدید و ریز در حاشیه فلدسپارها (XPL) و D: ماهی میکای فنزیتی (XPL). علایم اختصاری کانیه‌ها بر اساس ویتنی و ایوانس، (Whitney and Evans, 2010) (کوارتز - Qz - تورمالین - Tur - فنزیت Ph)

Fig. 4. Petrographic characteristics of mylonitic granite-gneiss body in the northeast of Jan mine, A: Crushed tourmaline mineral, which have no prismatic structure (PPL), B: Wedge-shaped fracture tourmaline mineral filled by the quartz mineral (XPL), C: Pericline twinning in plagioclase, BLG, SGR and finally, create a new, fine grains on the margin of feldspars (XPL) and D: mica fish of Phengite, XPL. Abbreviations after Whitney and Evans (2010), (Qz=Quartz, Tur=Tourmaline, Ph=Phengite)

بررسی عناصر اصلی و عناصر کمیاب در تورمالین نشان‌دهنده افزایش محتوای Mn در طی روند تفریق در تورمالین است (Copjakova et al., 2013). از این‌رو، محتوای Mn و $Fe_{tot} / (Fe_{tot} + Mg)$ به‌عنوان شاخص تفریق تورمالین در سیستم‌های دوتایی استفاده می‌شود (Jolliff et al., 1987; Hellingwerf et al., 1994; Roda et al., 1995; Kontak et al., 2002). تورمالین‌های گرانیت-گنایس میلونیتی شمال‌شرق معدن ژان بر روی نمودار Mn در برابر $Fe_{tot} / (Fe_{tot} + Mg)$ روند افزایشی نشان می‌دهند. این امر بیانگر آن است که شکل‌گیری کانی تورمالین از مذاب با پیشرفت روند تفریق صورت گرفته است (شکل 6-A). محتوای Nb تورمالین‌ها معمولاً کمتر از 30 ppm است (جدول 1). بر اساس (شکل 6-B, C و D) یک افزایش منسجم آشکار در محتوای Nb, Y+REE, *Eu/Eu همراه با افزایش Mn در طی روند تفریق تورمالین دیده می‌شود. پراکندگی داده‌های تورمالین ناشی از حرکت LREEها در طول روند شکل‌گیری تورمالین است روابط بین Y, Yb و Lu در (شکل 7-A و B) حاکی از آن است که HREEها در طی شکل‌گیری تورمالین دارای تحرک کمتری نسبت به LREEها هستند.

روند تفریق بر Eu در کانی تورمالین تأثیر می‌گذارد به‌طوری که طی روند تفریق آنومالی Eu به‌طور سیستماتیک با افزایش Mn تغییر می‌کند (شکل 6-D) ولی در نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به میانگین ترکیب گرانیت تورمالین‌دار، تورمالین‌های مورد بررسی هم ناهنجاری مثبت و هم ناهنجاری منفی Eu را نشان می‌دهند (شکل 8-A و B). پیشرفت روند تفریق در ماگمای گرانیتی بر روی روند تکاملی عناصر کمیاب نیز تأثیر گذاشته و به‌سازگاری آشکار بین عناصر Sr, Ca, Ti و در کانی تورمالین (شکل 9-A و B) و افزایش محتوای La, Cs و Y+REE, Nb مذاب منجر شده است (شکل 10-A و B).

بحث و بررسی

رابطه بین اعضای مافیک در گرانیت - گنایس میلونیتی حاوی تورمالین مجموعه کانیایی (تورمالین، بیوتیت، مسکویت و غیره) نسبت به تغییرات فشار، دما و ترکیب مذاب حساسند؛ در نتیجه در مورد روابط تعادلی، پایداری و شرایط تبلور از ماگمای میزبان

با توجه به شواهد میکروسکوپی، بیوتیت‌ها به‌صورت دانه‌های خیلی ریز و معمولاً در اندازه خیلی کوچکتر از تورمالین‌ها در خمیره دیده می‌شوند. نحوه توزیع و پراکندگی بیوتیت و تورمالین در خمیره، به گونه‌ای است که هر جا تورمالین فراوانی بیشتری دارد، بیوتیت فراوانی کمی دارد یا اصلاً وجود ندارد و برعکس هر جا بیوتیت فراوانتر است، تورمالین فراوانی کمی دارد یا اصلاً وجود ندارد.

اپیدوت: در اندازه‌های نسبتاً ریز و به‌صورت شکل‌دار، دارای پلئوکروئیسیم ضعیف تا آشکار است. با توجه به شواهد، اپیدوت‌ها غالباً دارای هسته‌ای از آلانیت هستند که دارای پلئوکروئیسیم کاملاً بارز از قرمز قهوه‌ای تا قهوه‌ای تیره و قهوه‌ای روشن مایل به زرد است، تمامی آلانیت‌ها توسط اپیدوت پوشیده شده‌اند که نشان‌دهنده اولیه (ماگمایی) بودن این کانی است (Bea, 1996). از لحاظ مکان‌یابی پترولوژیکی، آلانیت در قسمتهای بدون تورمالین خمیره شکل گرفته و قابل رؤیت است.

شواهد ژئوشیمیایی

برای ارزیابی عوامل کنترل‌کننده ایجاد تورمالین در ارتباط با بیوتیت در سنگهای گرانیتی، رابطه بین کانیهای همراه تورمالین، شیمی‌سنگ حاوی تورمالین، مکان‌یابیهای پترولوژیکی، بررسی محتوای بور قبل و بعد از تشکیل تورمالین، از نمودارهای فاز ترکیبی استفاده می‌کنند. با استفاده از نتایج ریز کاو الکترونی مرتبط با بیوتیت‌ها، فنزیت‌ها (Shabanian, 2009) و کانی تورمالین در توده گرانیت-گنایس میلونیتی تورمالین‌دار (Moradi et al., 2015)، نمودار فاز ترکیبی مربوطه رسم شد (شکل 5). همان‌طور که از شواهد برمی‌آید، پس از تبلور بیوتیت با ادامه روند تفریق در گرانیت تورمالین‌دار شمال‌شرق معدن ژان، افزایش بور در ماگما همچنان ادامه می‌یابد و مسکویت‌ها متبلور می‌شوند، تا این‌که در شرایط سولیدوس، مذاب به سطح اشباع از بور می‌رسد و کانی تورمالین متبلور می‌شود. با توجه به نمودارهای فاز رسم شده، دیده می‌شود که پس از تبلور تورمالین در گرانیت شمال‌شرق معدن ژان، روند افزایش بور متوقف می‌شود (پیکان کوچک در شکل 5-B) و در ادامه پس از تبلور مسکویت و تورمالین ماگمایی هیچ بیوتیتی متبلور نمی‌شود (شکل 5-B و C).

به ذکر است محتوای بور به سایر متغیرها مثل Al_2O_3 ، اعضای مافیک، دما، فوگاسیته O_2 نیز بستگی دارد (Pesquera et al., 2012). همچنین هرچه از شرایط ماگمایی به سمت شرایط گرمایی نزدیکتر شویم، تورمالین در مقدار خیلی پایین تر بور و طیف گسترده تری از ترکیبها نسبت به شرایط ماگمایی به وجود می آید (Weisbrod et al., 1986).

اطلاعاتی را ارائه می دهند (Pesquera et al., 2012). شکل 5- A، درستی این مطلب را در مورد تورمالین گرانیت- گنایس میلوئیتی شمال شرق معدن ژان نشان داده است. بررسیهای تجربی همراه با پتروگرافی و داده های ژئوشیمیایی حداقل بور لازم جهت تشکیل تورمالین در سیستم های گرانیتی را حدود $500-3000 \text{ mg g}^{-1}$ تخمین زده اند. لازم

جدول 1. نتایج آنالیز LA – ICP MS عناصر کمیاب تورمالین توده گرانیت- گنایس میلوئیتی شمال شرق معدن ژان (بر حسب ppm)

Table 1. LA - ICP MS data on tourmalines of mylonitic granite-gneiss body in the north east of Jan mine (in ppm)

Elements	m-1-6	m-1-7	m-1-8	m-1-9	m-1-10	m-1-11	m-1-11a
Si	17244	17244	17244	17244	17244	17244	17244
Ca	1147	1280.72	1530.62	10.6	1494.4	1489.69	1337.06
Ti	48623	5187.49	4586.48	1597.40	50496	5009.46	3127.18
V	4.96	5.76	4.13	1.56	6.01	3.22	3.78
Cr	2.85	2.66	2.19	1.61	2.23	2.10	1.67
Mn	54.22	216.90	224.65	30.99	255.63	271.13	162.68
Rb	0.25	0.63	1.56	0.93	0.54	1.04	0.73
Sr	3.07	6.46	11.04	2.48	4.57	7.80	11.54
Y	0.46	0.22	1.48	0.30	0.59	0.67	0.42
Zr	0.35	0.35	0.19	0.25	0.29	0.09	0.18
Nb	3.60	3.64	4.97	3.38	5.13	1.73	2.91
Cs	0.07	0.19	-	0.18	0.07	0.98	0.24
Ba	0.07	0.05	0.51	0.01	0.09	0.02	0.00
La	7.14	4.83	8.70	5.45	10.70	5.81	7.31
Ce	16.54	11.60	18.23	12.56	24.98	13.37	17.30
Pr	1.48	1.02	1.83	1.11	2.07	1.17	1.44
Nd	3.21	2.24	4.84	2.28	4.96	2.65	3.28
Sm	0.25	0.17	0.75	0.23	0.43	0.29	0.22
Eu	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02
Gd	0.12	0.05	0.43	0.11	0.13	0.13	0.06
Tb	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Dy	0.05	0.03	0.31	0.04	0.09	0.06	0.05
Ho	0.01	0.00	0.05	0.00	0.01	0.01	0.00
Er	0.06	0.01	0.15	0.03	0.06	0.02	0.03
Tm	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01
Yb	0.01	0.03	0.20	0.02	0.11	0.08	0.07
Lu	0.02	0.01	0.03	0.00	0.02	0.02	0.01
Hf	0.04	0.06	0.02	0.04	0.06	0.01	0.03
Ta	1.34	1.17	1.00	1.23	1.56	0.39	0.86
Pb	2.51	3.73	4.34	2.08	37.70	3.96	6.21
Th	1.20	0.05	12.93	1.40	2.62	1.57	0.44
U	0.01	0.00	0.09	0.01	0.01	0.00	0.01
Eu/Eu*	0.00	0.00	0.04	0.00	0.06	0.00	0.36
$\Sigma Y+REE$	29.39	20.26	37.13	22.18	44.23	35.24	30.27

جدول 2. 10 نتیجه از 48 نتایج حاصل از ریز کاو الکترونی بلورهای تورمالین (به صورت استکیومتری محاسبه شده) توده گرانیت-گنایس میلونیتی شمال شرق معدن ژان (به صورت درصد وزنی و نسبت برخی از کاتیون‌ها) (Moradi et al., 2015)

Table 2. Ten representative results of 48 samples that obtained by electron microprobe analysis on tourmaline crystals of mylonitic granite-gneiss body in the north east of Jan mine (B calculated on a stoichiometric) (in Wt. % and the ratio of cations) (Moradi et al., 2015)

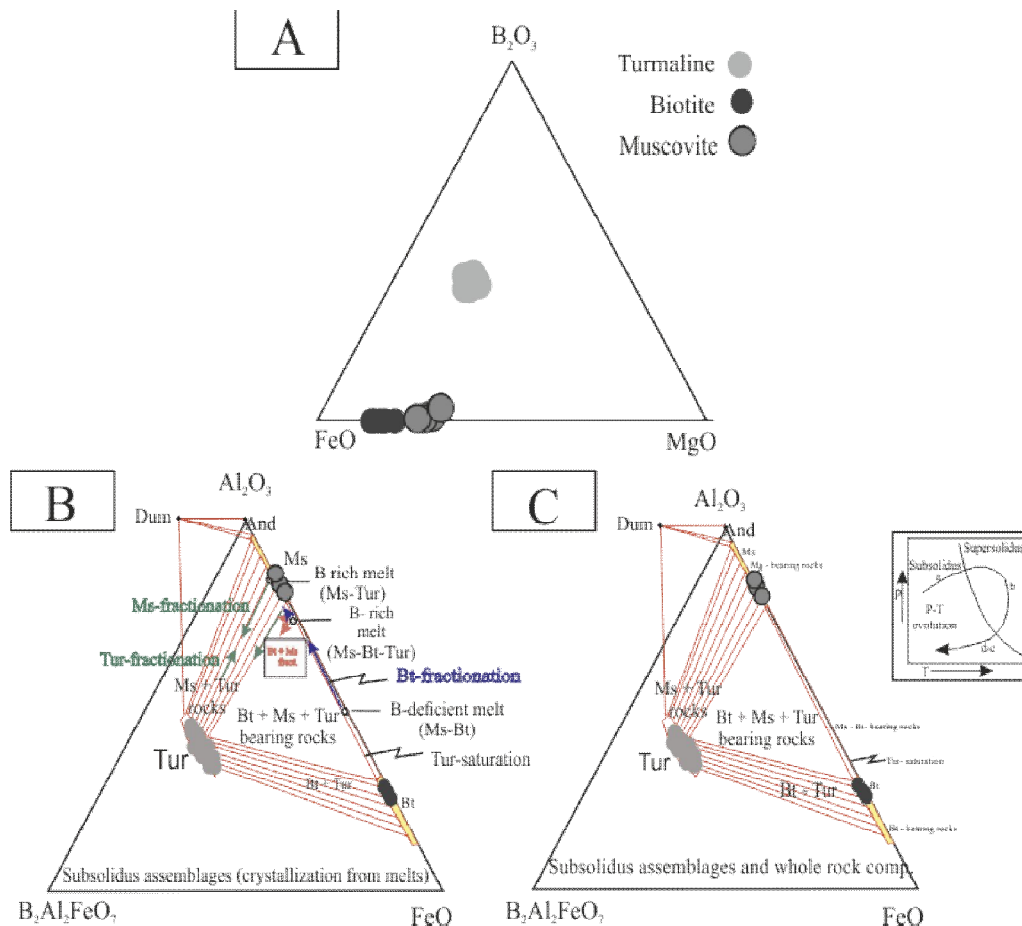
	Tur-1	Tur-2	Tur-3	Tur-4	Tur-5	Tur-6	Tur-7	Tur-8	Tur-9	Tur-10
[SiO ₂] (%)	35.42	35.10	35.18	34.83	34.67	35.00	35.08	35.27	35.29	35.23
TiO ₂	0.81	0.80	0.69	0.74	0.77	0.56	0.47	0.62	0.63	0.70
Al ₂ O ₃	29.44	29.41	29.87	29.25	29.18	30.44	30.51	29.85	29.59	29.31
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
FeO*	19.80	19.70	19.52	19.73	20.27	19.09	19.14	19.41	19.54	19.74
MnO	0.15	0.17	0.17	0.16	0.10	0.13	0.15	0.13	0.16	0.15
MgO	0.69	0.75	0.60	0.67	0.56	0.62	0.64	0.67	0.66	0.62
CaO	0.08	0.11	0.08	0.10	0.40	0.10	0.09	0.07	0.07	0.07
Na ₂ O	2.59	2.62	2.53	2.51	2.33	2.57	2.49	2.54	2.53	2.55
K ₂ O	0.06	0.05	0.06	0.07	0.09	0.06	0.06	0.08	0.07	0.06
[Total] (%)	89.03	88.71	88.73	88.04	88.37	88.57	88.63	88.65	88.55	88.43
(apfu) [Si	6.028	6.040	6.032	6.029	6.019	6.035	6.055	6.051	6.031	6.029
Ti	0.083	0.080	0.080	0.116	0.029	0.086	0.068	0.059	0.021	0.036
Al	5.729	5.719	5.740	5.625	6.104	5.745	5.750	5.795	6.221	6.099
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000
Fe (2+)	1.548	1.539	1.496	1.609	1.405	1.510	1.493	1.468	1.355	1.389
Mn	0.000	0.003	0.003	0.004	0.002	0.004	0.006	0.004	0.003	0.005
Mg	1.633	1.632	1.643	1.635	1.430	1.630	1.633	1.619	1.337	1.432
Ca	0.121	0.126	0.138	0.135	0.064	0.126	0.120	0.122	0.036	0.053
Na	0.754	0.755	0.762	0.767	0.684	0.729	0.747	0.731	0.661	0.677
K	0.011	0.009	0.010	0.014	0.006	0.012	0.008	0.010	0.006	0.006
Li	0.007	0.027	0.038	0.011	0.029	0.025	0.050	0.053	0.062	0.039
B] (apfu)	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
(apfu) [Si (T)	6.028	6.040	6.032	6.029	6.019	6.035	6.055	6.051	6.031	6.029
Total(T)] (apfu)	6.028	6.040	6.032	6.029	6.019	6.035	6.055	6.051	6.031	6.029
(apfu) [Al (Z)	5.729	5.719	5.740	5.625	6.000	5.745	5.750	5.795	6.000	6.000
Cr (Z)	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Mg (Z)	0.271	0.281	0.259	0.375	0.000	0.255	0.250	0.203	0.000	0.000
Total (Z)] (apfu)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
(apfu) [Al(Y)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.104	0.000	0.000	0.000	0.221	0.099
Ti (Y)	0.083	0.080	0.080	0.116	0.029	0.086	0.068	0.059	0.021	0.036
Cr (Y)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Fe ²⁺ (Y)	1.548	1.539	1.496	1.609	1.405	1.510	1.493	1.468	1.355	1.389
Mn (Y)	0.000	0.003	0.003	0.004	0.002	0.004	0.006	0.004	0.003	0.005
Mg (Y)	1.362	1.352	1.384	1.261	1.430	1.375	1.383	1.416	1.337	1.432
Total (Y)] (apfu)	2.993	2.973	2.962	2.989	2.971	2.975	2.950	2.947	2.938	2.961

مراحل اولیه معمول تکامل ماگمایی تورمالین در پگماتیت‌های پرآلومین و پگماتیت‌های زیرگروه لپیدولیت است (Jolliff et al., 1987; Novák et al., 2004). تبلور بیوتیت اولیه نیز

بنا به اعتقاد نوآک و همکاران (Novák et al., 2004) در بسیاری از مواقع میزان F, Li و بور در مذاب با افزایش روند تفریق سازگاری نشان می‌دهد. این روندها در اصل مشابه با

تأثیر گذاشته است، این امر باعث پیدایش فابریک‌های میلوئیتی در آنها شده و از طرف دیگر سبب تغییر بیوتیت‌های ماگمایی به بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته، شده است (Shabanian, 2009).

مانند تورمالین، به غلظت بور و سایر عوامل موجود در ماگما بستگی دارد (Pesquera et al., 2012). بر مبنای بررسی آنالیز الکترون مایکروپروب صورت گرفته بر روی بیوتیت‌های موجود در توده گرانیتی تورمالین‌دار، این کانی تحت تأثیر فاز دگرگونی و دگرشکلی مهمی قرار گرفته که بر سنگهای منطقه



شکل 5. A: سازگاری محتوی بور با پیشرفت روند تفریق، B: پس از تبلور مسکویت و تورمالین ماگمایی هیچ بیوتیتی متبلور نمی‌شود، پیکان کوچک بیانگر توقف افزایش بور پس از تبلور تورمالین است و C: تشکیل کانی تورمالین در شرایط سولیدوس تأخیری (ماگمایی) توده گرانیتوئیدی حاوی تورمالین

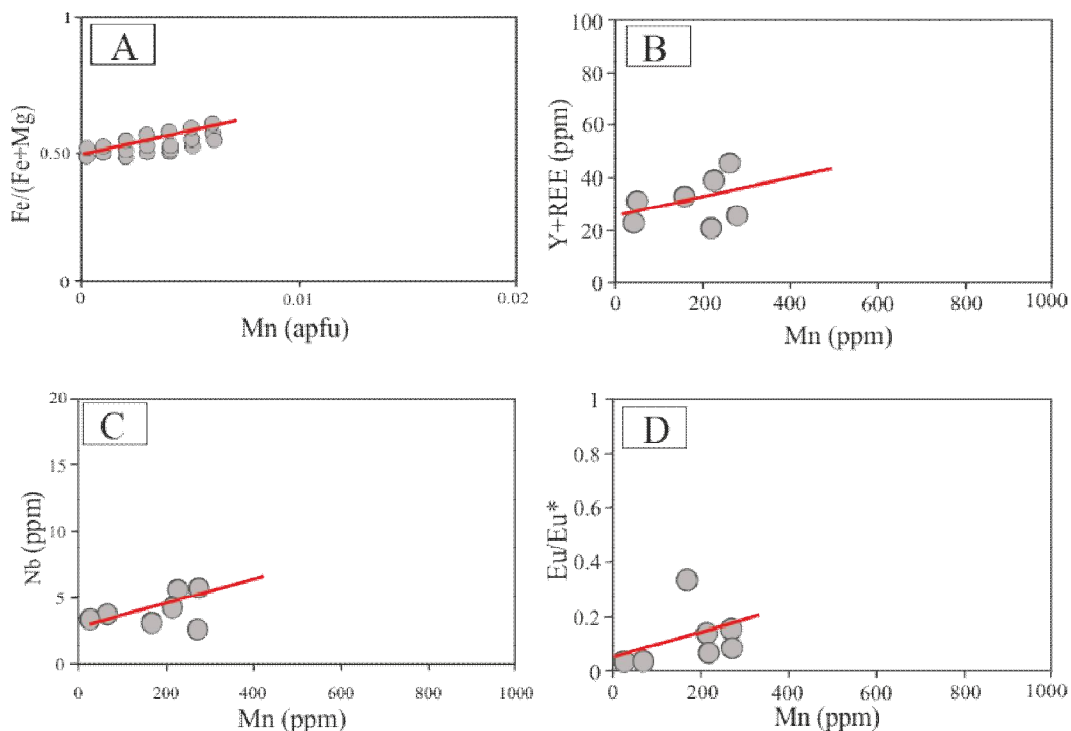
Fig. 5. A: Compatibility of B contents with the increase fractionation process, B: Biotite does not crystallize after crystallization of magmatic muscovite and Tourmaline, Small arrows indicate stop of increasing B after crystallization of Tourmaline and C: Tourmaline mineral of mylonitic granite-gneiss body formation in delayed Solidus (magma)

طی مراحل انتهایی تفریق ماگمایی و در شرایط سولیدوس تأخیری (ماگمایی) توده گرانیت- گنایس میلوئیتی فراهم شده است، به همین دلیل کانیهای تورمالین دارای اندازه ریز هستند (شکل 5- A و B). از طرفی نبود تورمالین‌های ماگمایی خودشکل و منشوری شکل در واحدهای سنگی، نتیجه کمبود بور در ماگمای منشأ (London and

Pesquera et al., 2012) بنا به اعتقاد پسکیوئرا و همکاران (Pesquera et al., 2012) تبلور بیوتیت اولیه باعث پیشرفت ناگهانی مذابهای فقیر از بور به طرف مذابهای غنی از بور می‌شود که این امر در مورد تورمالین گرانیت- گنایس شمال شرق معدن ژان و روابط فازها در (شکل 5) کاملاً دیده می‌شود. همان‌طور که از شواهد برمی‌آید، شرایط برای تشکیل کانی تورمالین مورد بررسی در

تشکیل تورمالین نیز از خود توده گرانیت- گنایس میلونیتی تأمین می‌شود (Ahmadi-Khalaji et al., 2007). بنابراین خاستگاه Al, Fe, Mg و بور مورد نیاز برای تشکیل تورمالین از طریق توده گرانیتی- گنایس میلونیتی تأمین می‌شود. با توجه به روابط فازها (بیوتیت، تورمالین و مسکویت) هم پوشانی بین تورمالین و بیوتیت‌های موجود در این گرانیت‌ها وجود ندارد (London and Manning, 1995)، از این‌رو، واکنش ناسازگار بین بیوتیت و تورمالین در سیستم‌های گرانیتی وجود دارد. در نهایت این امر تأییدکننده مکان‌یابی پترولوژیکی بیوتیت به دور از تورمالین در بررسی‌های پتروگرافی تورمالین شمال شرق معدن ژان است.

(Manning, 1995) توده گرانیت- گنایس میلونیتی است. محتوای B_2O_3 نمونه‌های مورد بررسی (10/76-10/50) و بور (apfu) برابر با 3 است (Moradi et al., 2015). بنابراین افزایش محتوای بور با پیشرفت روند تفریق در طی شکل‌گیری کانیه‌های مسکویت، بیوتیت و تورمالین (از طریق قانون فازها قابل تفسیر است) بیانگر آن است که توده گرانیت- گنایس میلونیتی باید بور مورد نیاز جهت تشکیل تورمالین را در خود داشته باشد. با توجه به نتایج الکترون‌مایکروپروب تورمالین‌های گرانیت- گنایس شمال شرق معدن ژان حاوی Al به مراتب بالایی هستند. با در نظر گرفتن ماهیت پرآلومین تا مت‌آلومین بودن گرانیت تورمالین‌دار ($A/CNK > 1$) (Moradi et al., 2017) مورد نیاز جهت



شکل 6. A: شکل‌گیری کانی تورمالین هم‌زمان با پیشرفت روند تفریق، B، C و D: انسجام بیشتر محتوای Nb، Y+REE، Eu/Eu^* همراه با افزایش Mn در کانی تورمالین طی روند تفریق

Fig. 6. A: Crystallization of Tourmaline with the progress fractionation process, B, C and D: High density of Eu / Eu^* , Y + REE, Nb, Mn in the Tourmaline mineral with the progress fractionation process.

نمودارهای فاز ترکیبی به‌صورت پایدار در کنار هم قرار می‌گیرند و شواهد پتروگرافی نیز محدوده پایداری بسیار باریک در این گرانیت‌ها را نشان می‌دهد (Pesquera et al., 2012). این بدین معنی است که میزان زیاد Mg در ساختار

در توده گرانیتی هیمالیا، سنگهای نسبتاً مافیک و لویکوکراتیک‌های حاصل از ذوب‌بخشی سنگهای مافیک شامل Mg بالا (بدون در نظر گرفتن ماهیت پرآلومین آنها) نیز حاوی مجموعه تورمالین- بیوتیت- مسکویت هستند؛ ولی در

ناهنجاری مثبت و هم ناهنجاری منفی Eu را نشان می‌دهند (شکل 8- A و B)، بنابراین روند تکامل ژئوشیمیایی آن موافق با مشاهدات بافتی است؛ به طوری که بیشتر مواقع مکان‌یابی پترولوژیکی کوارتز و آلکالی فلدسپار اطراف تورمالین قابل مشاهده است.

سازگاری آشکار بین عناصر Sr, Ti, Ca تورمالین مورد بررسی در طی روند تفریق در (شکل 9- A و B)، به دلیل آن است که Ti (ppm) و Sr (ppm) قبلاً در زون‌های غنی از کلسیم متمایل به درایت انباشته شده‌اند (Bacik et al., 2012). بنابراین با توجه به نمودار ترکیب ایده‌آل شورلیت- درایت ترامبول و چاوسیدن (Trumbull and Chaussidon, 1999 نمونه‌های حاوی Ca, Mg بیشتر (درایت)، به مراتب از Al فقیرتر هستند. افزایش Ca و کاهش Al در تورمالین و ایجاد ماهیت درایت، حاکی از تبلور تورمالین از مذاب تهی‌شده از Al (متآلومین) است (Copjakova et al., 2013).

تبلور کوارتز و فلدسپارها در طی تفریق ماگمای گرانیتی به افزایش Y+REE و Nb در مذاب باقی‌مانده منجر می‌شود (شکل 10- A).

در (شکل 10- B) افزایش محتوای La و Cs با پیشرفت روند تفریق بیانگر تأثیر تغییرات سیستماتیک سنگ گرانیتی تورمالین‌دار روی رفتار خیلی از عناصر کمیاب نظیر La و Cs است (این عناصر در ساختار آلانیت مشارکت دارند)؛ به طوری که، در مراحل ابتدایی تفریق، ماگمای تشکیل‌دهنده گرانیت حاوی Ca است، Ca مانع جای‌گیری La, Cs و تشکیل آلانیت در مراحل ابتدایی تفریق می‌شود (Cuney and Friedrich, 1987; Casillas et al., 1995). با این حال در مراحل نهایی تفریق، آلانیت زودتر از تورمالین در قسمتهای بدون تورمالین متبلور شده و LREEها زودتر از متبلور شدن تورمالین ته‌نشست پیدا می‌کنند.

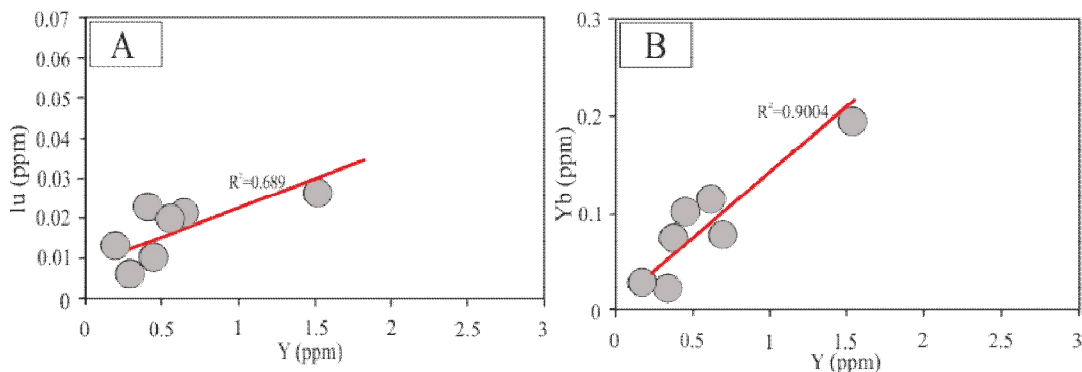
آلانیت معمولاً در گرانیت‌های متآلومین تا کمی پرآلومین متبلور می‌شود (Broska, 2003). این امر مشخص‌کننده فوگاسیته بالای اکسیژن محیط تشکیل است (Petrik and Broska, 1994) به اعتقاد ویلسون (Wilson, 1989) حضور پرتیت لکه‌ای و آلانیت نیز هر دو نشان‌دهنده ماگمای شدیداً تحول یافته است.

تورمالین، بیوتیت و سایر کانیهای مافیک توسط ترکیب سنگ میزبان کنترل می‌شود؛ در حالی که میزان کم Mg در کانیهای یادشده در اثر کاهش درجه حرارت با پیشرفت روند تفریق و شکل‌گیری مسکویت، بیوتیت و تورمالین همراه بوده که از طریق قانون فازها قابل تفسیر است (Abbott and Clarke., 1979; Abbott, 1985; Pesquera et al., 2005).

روند تکاملی عناصر کمیاب و عناصر اصلی در تورمالین

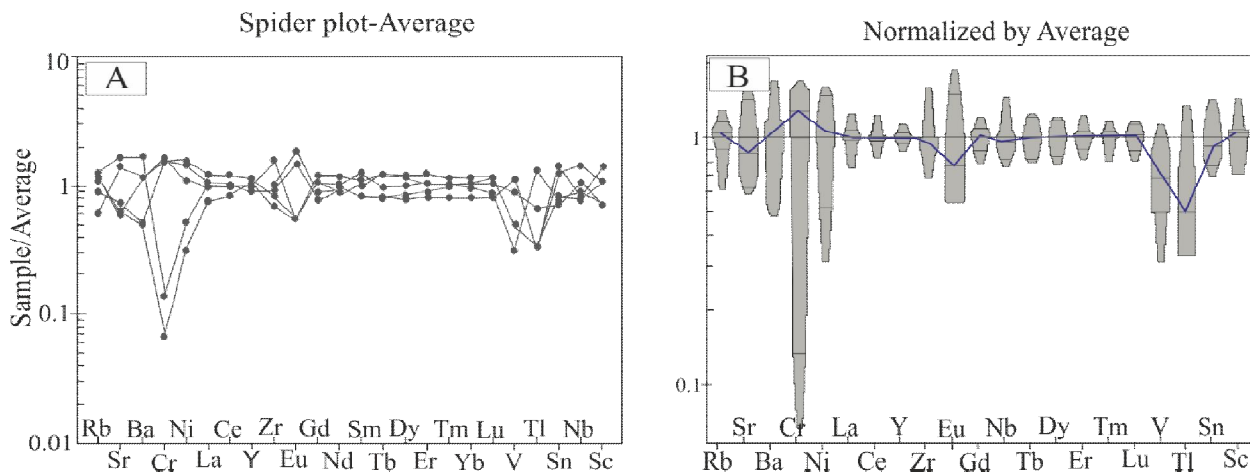
دانه‌های تورمالین گرانیت- گنایس میلوئیتی شمال شرق معدن ژان دارای پلئوکروئیسم سبز متمایل به سیاه (سبز لجنی) تا قهوه‌ای هستند (شکل 4- A) که بنا به اعتقاد سمپایرک و همکاران (Cempirek et al., 2013) رنگ سبز تورمالین ناشی از حضور V در ساختار آن است. همان‌طور که قبلاً اشاره شد؛ محتوای عناصر کمیاب نظیر Nb, Y+REE, Eu/Eu* همراه با افزایش Mn در طی روند تفریق تورمالین یک افزایش منسجم را به نمایش می‌گذارند (شکل 6- B, C و D) که این افزایش با محتوای کم P₂O₅ گرانیت حاوی تورمالین (کمتر از 0/02 wt %) (Moradi et al., 2015) وابسته است، احتمالاً در مراحل ابتدایی تفریق ماگمای گرانیتی همین مقدار کم مانع جای‌گیری Y+REE در فسفات‌ها شده و به اختلاط این عناصر در مراحل انتهایی تفریق در تورمالین انجامیده است (Copjakova et al., 2013). آنومالی‌های Eu اغلب در ماگمای فلسیک توسط فلدسپات‌ها کنترل می‌شود. Eu²⁺ در پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار سازگار است؛ در حالی که دیگر REE‌های سه ظرفیتی ناسازگار هستند (Rollinson, 1993). آنومالی‌های Eu در کانی تورمالین از ترکیب سنگ میزبان خود پیروی می‌کند، به طوری که دانه‌های تورمالین در برگرفته شده توسط کوارتز آنومالی مثبت Eu و دانه‌های تورمالین احاطه شده با فلدسپارها آنومالی منفی Eu را نشان می‌دهند (Copjakova et al., 2013).

تورمالین‌های پگماتیت Okrašovice در پلوتون Třebíč حاوی کوارتز بالاتر نسبت به آلکالی فلدسپار هستند و عموماً ناهنجاری مثبت ضعیف Eu (Eu/Eu*=1 - 4/5) را دارند و برعکس تورمالین‌هایی که به صورت درون رشدی هستند دارای آلکالی فلدسپار بالاتری هستند، بنابراین ناهنجاری منفی ضعیف Eu را دارند (Eu/Eu*=1 - 0/7) (Copjakova et al., 2013). تورمالین موجود در گرانیت- گنایس میلوئیتی شمال شرق معدن ژان دارای (Eu/Eu*= 0 - 0/36) است و هم



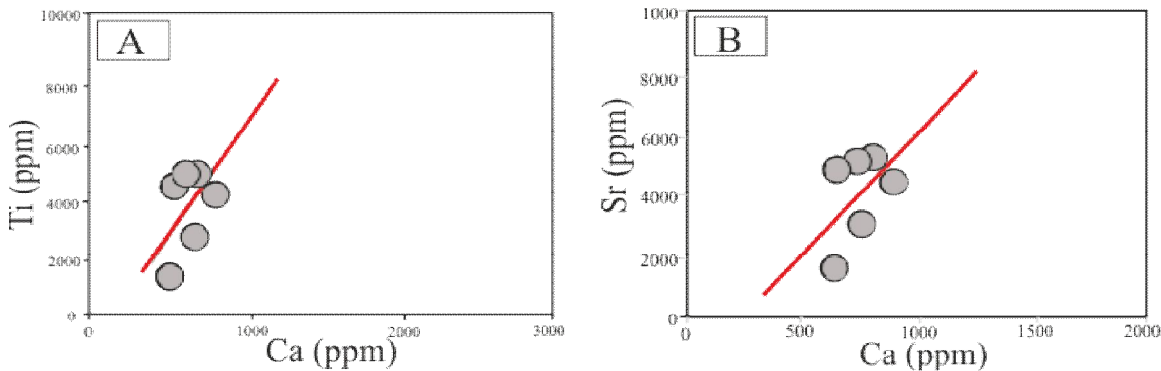
شکل 7. A: ضریب جدایش بالای LREE هادر طول روند شکل‌گیری تورمالین و B: تحرک کمتر HREE ها در طی شکل‌گیری تورمالین

Fig. 7. A: High Separation factor of LREE during the formation of Tourmaline and B: HREE are less mobility during the formation of Tourmaline



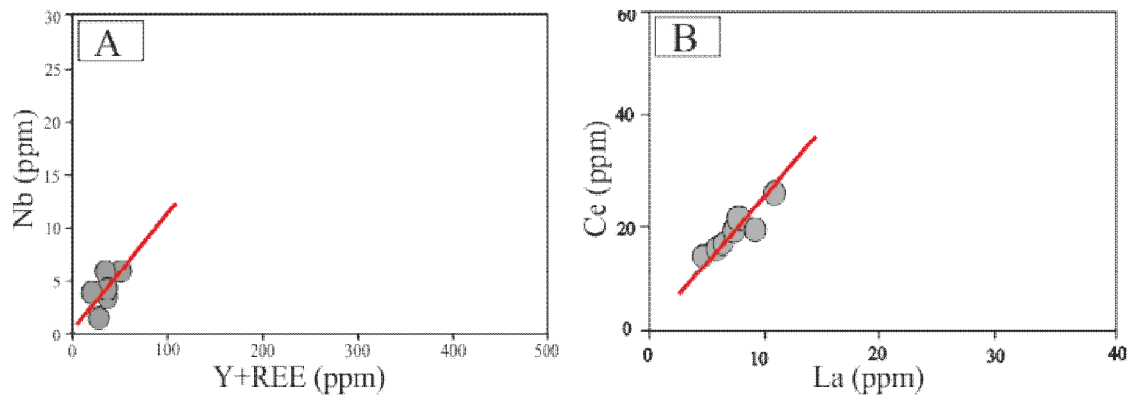
شکل 8. A و B: ترکیب تورمالین‌های مورد بررسی در نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به میانگین ترکیب گرانیت-گنایس میلوئیتی تورمالین‌دار

Fig. 8. A and B: Normalized spider diagram of studied Tourmaline relative to the average composition of Tourmaline-bearing monitic granite-gneiss



شکل 9. A: سازگاری Ti, Ca با پیشرفت روند تفریق و B: سازگاری Sr, Ca با پیشرفت روند تفریق

Fig. 9. A: Compatibility of Ti, Ca contains with the progress Process Fractionation and B: Compatibility of Ca, Sr contains with the progress Process Fractionation



شکل 10. A: افزایش Nb، Y+REE، مذاب باقی مانده در مراحل نهایی روند تفریق تورمالین، B: افزایش محتوی Ce، La در مذاب باقی مانده با پیشرفت روند تفریق

Fig. 10. A: Increasing of content of Nb, Y+REE in the residual melt in finally stage of fractionation of Tourmaline and B: Increasing of content of Ce, La in the residual melt with the progress of fractionation of Tourmaline

میانگین ترکیب گرانیت- گنایس میلوئیتی حاوی تورمالین نمونه‌های مورد بررسی هم ناهنجاری مثبت و هم ناهنجاری منفی در Eu را نشان می‌دهند و این امر بیانگر آن است که اغلب دانه‌های تورمالین در خمیره با کوارتز و فلدسپار احاطه شده‌اند. گرچه اکتیویته Al, Fe, Mg, Ti در کنترل پایداری تورمالین نسبت به سایر فازهای AFM اهمیت فراوانی دارد؛ ولی بور دارای اهمیت بالاتری بوده و نمودارهای BFM, ABF نسبت به محتوای بور آستانه سازگاری نشان می‌دهند و با پیشرفت روند تفریق محتوای بور افزایش یافته است؛ به طوری که در مراحل نهایی زمینه را برای تشکیل تورمالین فراهم می‌کند، بنابراین منشأ بور درون خود توده گرانیت- گنایس میلوئیتی حاوی تورمالین است و در نهایت، در مراحل انتهایی روند تفریق، کانی تورمالین در شرایط سولیدوس تأخیری (ماگمایی) توده گرانیت- گنایس میلوئیتی حاوی تورمالین متبلور شده است، روابط بین فازهای آنالیز شده نشان می‌دهد تورمالین‌های موجود در گرانیت- گنایس میلوئیتی مورد بررسی، به صورت واحدهای مجزای از بیوتیت در گرانیت- گنایس میلوئیتی تشکیل شده‌اند. چون اجتماع سه فاز مسکویت، بیوتیت و تورمالین در مذابهای گرانیتوئیدی دارای محدودیتهایی هستند، این امر مطابق با شواهد پتروگرافی است؛ به طوری که، وقتی تورمالین در خمیره غالب است، بیوتیت بسیار محدود است و یا اصلاً وجود ندارد.

نتیجه‌گیری

بررسیهای صورت گرفته بر روی جزئیات رفتاری عناصر کمیاب اصلی در ترکیب کانی تورمالین و شیمی سنگ حاوی تورمالین و تأثیر آن بر روی مکان‌یابیهای پترولوژیکی تورمالین و کانیهای همراه، نشان‌دهنده آن است که شیمی تورمالین مورد بررسی متأثر از روند تفریق در حین تشکیل توده گرانیت- گنایس میلوئیتی است؛ به طوری که مطابق با نمودار Mn در برابر $Fe_{tot}/(Fe_{tot}+Mg)$ تورمالین‌های مورد بررسی با پیشرفت روند تفریق در مذاب گرانیت- گنایس میلوئیتی حاوی تورمالین متبلور شده‌اند. در مراحل ابتدایی تفریق، ماگمای تشکیل‌دهنده گرانیت- گنایس میلوئیتی حاوی تورمالین دارای کلسیم است، کلسیم به‌عنوان مانع برای تبلور Cs و La عمل کرده و مانع تشکیل آلانیت در مراحل ابتدایی تفریق می‌شود. بنابراین در مراحل نهایی تفریق آلانیت زودتر از تورمالین در قسمتهای بدون تورمالین متبلور شده و LREEها زودتر از متبلور شدن تورمالین ته‌نشست پیدا می‌کنند. محتوای کم P_2O_5 گرانیت دارای تورمالین (کمتر از 0/02 wt %) مانع جایگیری Y+REE فسفات‌ها در مراحل ابتدایی تفریق می‌شود، بنابراین جای‌گیری عناصر کمیاب در مراحل نهایی فرآیند تفریق در تورمالین صورت می‌گیرد همچنین تبلور کوارتز و فلدسپارها در مراحل تفریق ماگمای گرانیتی به افزایش Nb, Y+REE در مذاب باقی‌مانده منجر می‌شود. از طرفی در نمودار عنکبوتی به‌هنگار شده نسبت به

References

- Abbott, R.N., 1985. Muscovite-bearing granites in the AFM liquidus projection. *The Canadian Mineralogist*, 23(4): 553–561.
- Abbott, R.N. and Clarke, D.B., 1979. Hypothetical liquidus relationships in the subsystem Al_2O_3 -FeO-MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for $a_{(H_2O)} \leq 1$. *The Canadian Mineralogist*, 17(3): 549–560.
- Ahmadi-Khalaji, A., Esmail, D., Valizadeh, M.V. and Rahimpour-Bonab, H., 2007. Petrology and Geochemistry of the Granitoid Complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29(5-6): 859-877.
- Bacik, P., Uher, P., Cempirek, J. and Vaculovic, T., 2012. Magnesian tourmalines from plagioclase–muscovite–scapolite metaevaporite layers in dolomite marble near Proseřín (Oleřnice Unit, Moravicum, Czech Republic). *Journal of Geosciences*, 57(3): 143-153.
- Bea, F., 1996. Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts. *Journal of Petrology*, 37(3): 521–552.
- Berberian, M. and King, G.C., 1981. Towards a paleogeography and tectonics evolution of Iran. *Canadian Journal of earth sciences*, 18(2): 210–265.
- Broska, I., 2003. REE accessory minerals in the felsic rocks of the West-Carpathians: their distribution, composition and stability. the Carpathians International Conference, Ásványtani, Geokémiai és Közettani Tanszék, Hungary.
- Buriánek, D. and Novák, M., 2007. Compositional evolution and substitutions in disseminated and nodular tourmaline from leucocratic granites: Examples from the Bohemian Massif, Czech Republic. *Lithos*, 95(1): 148-164.
- Casillas, R., Nagy, G., Pantos, G., Brändle, J. and Forizs, I., 1995. Occurrence of Th, U, Y, Zr and REE bearing accessory minerals in late-Variscan granitic rocks from the Sierra Guadarrama (Spain). *European Journal of Mineralogy*, 7(2): 989–1006.
- Cempirek, J., Houzar, S., Novak, M., Groat, L.A., Bselway, J. and Srein, V., 2013. Crystal structure and compositional evolution of vanadium-rich oxy-dravite from graphite quartzite at Bitovanky, Czech Republic. *Journal of Geosciences*, 58(2): 149–162.
- Copjakova, R., Skoda, R., Galiova, M.V. and Novak, M., 2013. Distributions of Y + REE and Sc in tourmaline and their implications for the melt evolution; examples from NYF pegmatites of the Trebic Pluton, Moldanubian Zone, Czech Republic. *Journal of Geosciences*, 58(2): 113–131.
- Cuney, M. and Friedrich, M., 1987. Physicochemical and crystalchemical controls on accessory mineral paragenesis in granitoids: implications for uranium metallogenesis. *Bulletin Mineralogie*, 110(2-3): 235–247.
- Dutrow, B.L. and Henry, D.J., 2011. Tourmaline: a geologic DVD. *Elements*, 7(5): 301–306.
- Henry, D.J. and Dutrow, B.L., 1996. Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 33(1): 503–557.
- Hellingwerf, R.H., Gatedal, K., Gallagher, V. and Baker, J.H., 1994. Tourmaline in the central Swedish ore district. *Mineralium Deposita*, 29(2): 189–205.
- Jolliff, B.L., Papike, J.J. and Laul, J.C., 1987. Mineral recorders of pegmatite internal evolution: REE contents of tourmaline from the Bob Ingersoll pegmatite, South Dakota. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51(8): 2225–2232.
- Kontak, D.J., Dostal, J., Kyser, K. and Archibald, D.A., 2002. A petrological, geochemical, isotopic and fluidinclusion study of 370 Ma pegmatite–aplite sheets, Peggys Cove, Nova Scotia, Canada. *The Canadian Mineralogist*, 40(5): 1249–1286.
- London, D. and Manning, D., 1995. Chemical variation and Significance of tourmaline from SW England. *Economic Geology*, 90(3): 495–519.
- Mohajjel, M. and Fergusson, C.L., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Structural Geology*, 22(8): 1125–1139.
- Moradi, A., Shabani Boroujeni, N. and Davodian Dehkordi, A.R., 2015. Geochemistry and determination genesis of tourmalines in the mylonitic granite-gneiss pluton in Northeastern of Jan mine (Lorestan province).

- Journal of Petrology, 23(6): 65-82. (in Persian with English abstract)
- Moradi, A., Shabanian Boroujeni, N. and Davodian Dehkordi, A.R., 2017. Geochemistry of granitoid pluton in northeastern of mine Jan (province Lorestan). Journal of Economic Geology (in Persian with English abstract). (in print)
- Novák, M., Povondra, P. and Selway, J.B., 2004. Schorl-oxyschorl to dravite-oxy-dravite tourmaline from granitic pegmatites; examples from the Moldanubicum, Czech Republic. European Journal of Mineralogy, 16(2): 323-333.
- Nutman, A.P., Mohajjel, M., Bennett, V.C. and Fergusson, C.L., 2014. Gondwanan Eoarchean Neoproterozoic ancient crustal material in Iran and Turkey: zircon U-Pb-Hf isotopic evidence. Canadian Journal of Earth Sciences, 51(3): 272-285.
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J., 2010. Atlas of Mylonites- and related microstructures. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 313 pp.
- Pesquera, A., Torres-Ruiz, J., Garci, A., Casco, A., Pedro, P. and Gil creso, P., 2013. Evaluating the Controls on Tourmaline Formation in Granitic Systems: a Case Study on Peraluminous Granites from the Central Iberian Zone (CIZ), Western Spain. Journal of Petrology, 54(3): 609-634.
- Pesquera, A., Torres-Ruiz, J., Gil-Crespo, P.P. and Jiang, S. Y., 2005. Petrographic, chemical and B-isotopic insights into the origin of tourmaline-rich rocks and boron recycling in the Martinamor antiform (Central Iberian Zone, Salamanca, Spain). Journal of Petrology, 46(5): 1013-1044.
- Petrík, I. and Broska, I., 1994. Petrology of two granite types from the Tribec Mountains, Western Carpathians: an example of allanite (+magnetite) versus monazite dichotomy. Geological Journal, 29(1): 59-78.
- Roda, E., Pesquera, A. and Velasco, F., 1995. Tourmaline in granitic pegmatites and their country rocks, Fregeneda area, Salamanca, Spain. The Canadian Mineralogist, 33(4): 835-848.
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, London, 352 pp.
- Sahandi, M.R., Radfar, J., Hoseinidoust, J. and Mohajjel, M., 2006. Explanatory text of Shazand Geological Quadrangle Map 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Scaillet, B., Pichavant, M. and Roux, J., 1995. Experimental crystallization of leucogranite magmas. Journal of Petrology, 36(3): 663-705.
- Shabanian, N., 2009. Petrology and tectonic setting of granitoid bodies in azna region (sanandaj – sirjanzon, iran). Ph.D. Thesis, University of Esfahan, Esfahan, Iran, 155 pp. (in Persian with English abstract)
- Shabanian, N., Davoudian, A.R., Khalili, M. and Khodami, M., 2010. Texture evidences imply on dynamic conditions in late-stage to post magmatic crystallization from dynamo-magmatic gnessies of Ghaleh-Dezh, Azna. Iranian Society of Crystallography and Mineralogy, 18(3): 463-472. (in Persian with English abstract)
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonic of Iran, a review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin (AAPG), 52(7): 1229-1258
- Trumbull, R.B. and Chaussidon, M., 1999. Chemical and boron isotopic composition of magmatic and hydrothermal tourmalines from the Sinceni granitepegmatite system in Swaziland. Chemical Geology, 153(1): 125-137.
- Van Hinsberg, V.J., Henry, D.J. and Dutrow, B.L., 2011a. Tourmaline as a petrologic forensic mineral: a unique recorder of its geologic past. Elements, 7(5): 327-332.
- Van Hinsberg, V.J., Henry, D.J. and Marschall, H.R., 2011b. Tourmaline: an ideal indicator of its host environment. The Canadian Mineralogist, 49(1): 1-16.
- Vernon, R.H., 2004. A practical guide to rock microstructure. Cambridge University press, Cambridge, 594 pp.
- Weisbrod, A., Polak, C. and Roy, D., 1986. Experimental study of tourmaline solubility in the system Na-Mg-Al-Si-B-O-H. Applications to the boron content of natural hydrothermal fluids and the tourmalinization process. International Symposium on Experimental Mineralogy and Geochemistry: Applications to petrology and ore deposits, Nancy CEDEX, Nancy, France.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95(1): 185-187.

- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Chapman and Hall, London, 446 pp.
- Wolf, M.B. and London, D., 1997. Boron in granitic magmas: Stability of tourmaline in equilibrium with biotite and cordierite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 130(1): 12–30.



Evaluating the controls on Tourmaline Crystallization in the mylonitic granite-gneiss pluton in the Northeastern of Jan mine (Lorestan province)

Arezoo Moradi*, Nahid Shabaniyan Boroujeni and Ali Reza Davoudian Dehkordy

Faculty of Natural Resources and Earth Sciences, Shahrekord University, Shahrekord, Iran

Submitted: Mar. 20, 2015

Accepted: Oct. 5, 2015

Keywords: *tourmaline, progress of the differentiation, phase diagram, Jan mine, Sanandaj-Sirjan Zone*

Introduction

The study area is a part of the Sanandaj- Sirjan zone that is located in the NW of Azna city and NE of the dimension stone mine of Jan between 49° 11' 41" and 49° 16' 07" E longitude and 33° 36'35" and 33° 38'12" N latitude., A pluton of mylonitic granite-gneiss is exposed in the area which contains abundant tourmalines as black and patchy or subgrain association. Geochemically, the studied granite-gneiss is A-type, peraluminous to slightly metaluminous and calc – alkaline to slightly alkaline (Moradi et al., 2017). The electron microprobe analyses of the tourmalines display shorl-dravite in composition with more tendency to shorl (Moradi et al., 2015). In this paper we try to study the petrological sites of tourmaline formation with associated minerals, controller factors of crystallization using mineral chemistry of tourmaline, comprehensive behavior of trace elements in the tourmaline, synthetic phase diagrams and finally relationships between the associated minerals.

Materials and methods

The results of trace-element and major-element analyses were obtained from one polished thin section including 2 tourmaline grains. Major-element analyses of tourmaline were obtained at Oklahoma City University of America using the JEOL 8200 electron microprobe with a spot size of 5 μm and trace-element analyses were performed on just a sample by Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectroscopy (LA-ICP-MS) a 193nm ArF excimer laser ablation system (MicroLas GeoLas 200Q) in

combination with a quadrupole ICP-MS (Micromass Platform ICP) at Utrecht University of Netherland. Representative EMP and LA-ICP-MS analyses of tourmaline samples are presented in Tables 1 and 2.

Results

The results of LA-ICP-MS on tourmalines of Jan mine in the North east of mylonitic granite-gneiss body show that distribution and diffusion of trace elements during the growth of tourmaline trend is positive on the plots of binary Mn versus $Fe_{tot} / (Fe_{tot} + Mg)$ and it represents the formation of the tourmaline mineral from the melt is along with the progress of the differentiation (Jolliff et al., 1987; Kontak et al., 2002). Also the average composition of tourmaline – bearing mylonitic granite-gneiss pluton normalized spider diagram for the studied tourmaline shows positive anomaly and negative anomaly in Eu that indicates tourmaline minerals surrounded by quartz and feldspar grains (Copjakova et al., 2013). Secondary phases such as zircon and allanite very much effect on the REE patterns (Rollinson, 1993). Therefore, in the final stages of differentiation, allanite appeared earlier than it appeared in areas without tourmaline crystallization and LREE soon after tourmaline crystallized and they are deposited (Cuney and Friedrich, 1987). Using a combination of phase diagrams, the controlling factors of creation of tourmaline associated with biotite-tourmaline can be assessed, and the relationship between tourmaline and associated minerals, chemistry of tourmaline – bearing granitoid pluton, and

*Corresponding authors Email: moradiarezoo99@yahoo.com

location of petrological minerals tourmaline can be sought (Pesquera et al., 2005).

Discussion

The results of LA-ICP-MS on tourmalines of mylonitic granite-gneiss body in the north east of Jan mine in Sanandaj – Sirjan Zone represents tourmaline crystallization from the melt along with the progress of the differentiation. Also, the average composition of tourmaline – bearing mylonitic granite-gneiss pluton normalized spider diagram for the studied tourmaline shows positive anomaly and negative anomaly in Eu that indicates that tourmalines are surrounded by quartz and feldspar grains. According to petrographic evidence of tourmaline and biotite, it can be seen with muscovite. Therefore, where tourmaline is dominant, biotite and associated minerals are limited or do not exist. Using a combination of phase diagrams controlling factors of tourmaline crystallization associated with biotite-tourmaline can be assessed, and the relationship between tourmaline and associated minerals, chemistry of tourmaline – bearing granitoid pluton, and location of petrological of tourmaline minerals can be sought.

Acknowledgements

The authors would like to thank the Shahrekord University for providing the budget for this research.

References

- Copjakova, R., Skoda, R., Galiova, M.V. and Novak, M., 2013. Distributions of Y + REE and Sc in tourmaline and their implications for the melt evolution; examples from NYF pegmatites of the Trebic Pluton, Moldanubian Zone, Czech Republic. *Journal of Geosciences*, 58(2): 113–131.
- Cuney, M. and Friedrich, M., 1987. Physicochemical and crystalchemical controls on accessory mineral paragenesis in granitoids: implications for uranium metallogenesis. *Bulletin Mineralogie*, 110(2-3): 235–247.
- Jolliff, B.L., Papike, J.J. and Laul, J.C., 1987. Mineral recorders of pegmatite internal evolution: REE contents of tourmaline from the Bob Ingersoll pegmatite, South Dakota. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51(8): 2225–2232.
- Kontak, D.J., Dostal, J., Kyser, K. and Archibald, D.A., 2002. A petrological, geochemical, isotopic and fluidinclusion study of 370 Ma pegmatite–aplite sheets, Peggys Cove, Nova Scotia, Canada. *The Canadian Mineralogist*, 40(5): 1249–1286.
- Moradi, A., Shabaniyan Boroujeni, N. and Davodian Dehkordi, A.R., 2015. Geochemistry and determination genesis of tourmalines in the mylonitic granite-gneiss pluton in Northeastern of Jan mine (Lorestan province). *Journal of Petrology*, 23(6): 65-82. (in Persian with English abstract)
- Moradi, A., Shabaniyan Boroujeni, N. and Davodian Dehkordi, A.R., 2017. Geochemistry of granitoid pluton in northeastern of mine Jan (province Lorestan). *Journal of Economic Geology* (in Persian with English abstract). (in print)
- Pesquera, A., Torres-Ruiz, J., Gil-Crespo, P.P. and Jiang, S. Y., 2005. Petrographic, chemical and B-isotopic insights into the origin of tourmaline-rich rocks and boron recycling in the Martinamor antiform (Central Iberian Zone, Salamanca, Spain). *Journal of Petrology*, 46(5): 1013–1044.
- Rollinson, H., 1993. Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, London, 352 pp.