

بررسی ژنز تورمالین‌های منطقه شربیت، شمال خاوری اهر - آذربایجان شرقی و رفتار عناصر نادر خاکی در طی فرایندهای تشکیل تورمالین

میترا افتخاری^۱، محمدرضا حسین‌زاده^{۲*} و محسن مؤید^۲

^۱ کارشناسی ارشد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۲ استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۳/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۶/۱۴

چکیده

منطقه مورد مطالعه در مجاورت روستای شربیت و در فاصله ۲۸ کیلومتری شمال خاوری اهر در استان آذربایجان شرقی واقع شده است. توده کوارتزومونزونیته واقع در این منطقه میزبان تورمالین‌های گرمابی است که بر مبنای ویژگی‌های بافتی به صورت رگه‌ای، توده‌ای (کوارتز-تورمالین)، پرکننده فضای خالی و سیمان برشی مشاهده می‌شوند. بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری و نتایج ریزکاو الکترونی (EPMA)، تورمالین‌ها از نوع دراویت-شورلیت (با تمایل بیشتر به سمت دراویت) هستند و در گروه قلیایی قرار می‌گیرند. ویژگی‌هایی مانند نسبت بالای Mg به Fe، منطقه‌بندی، مقدار F و تمایل به سمت بیرونی بردارهای تهی شدن از قلیایی و پروتون‌زدایی، نشانگر تشکیل تورمالین‌ها در شرایط گرمابی است. روند عمومی عناصر نادر خاکی تورمالین‌ها با سنگ درونگیر مطابقت دارد؛ به طوری که در این نمونه‌ها نیز عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این الگو بیانگر کنترل این عناصر توسط سنگ میزبان است و نشان می‌دهد که سیال گرمابی غنی از بُر نقش نسبتاً کمتری در ایجاد این الگو داشته است.

کلیدواژه‌ها: شربیت، اهر، کوارتزومونزونیته، کوارتز-تورمالین، دگرسانی گرمابی، زمین‌شیمیایی، عناصر نادر خاکی.

E-mail: Mr-Hosseinzadeh@tabrizu.ac.ir

* نویسنده مسئول: محمدرضا حسین‌زاده

۱- پیش‌نوشتار

تورمالین رایج‌ترین کانی حاوی بُر و یک‌فاز فرعی معمول در بسیاری از سنگ‌های آذرین، دگرگونی و برخی از سنگ‌های رسوبی است و در محیط‌های مختلف زمین‌شناسی تشکیل می‌شود (Henry and Dutrow, 1996; Van Hinsberg et al., 2011). شیمی این کانی بُروسیلیکاته پیچیده و فرمول پایه آن $XY_3Z_6(T_6O_{18})(BO_3)_3V_3W$ است که جایگاه‌های آن معمولاً توسط عناصر زیر اشغال می‌شود (Hawthorne and Henry, 1999):

$X = Na, Ca, K; Y = Li^+, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Al^{3+}, Ti^{4+}; T = Si, Al, B;$
 $V = OH, O; Z = Al^{3+}, Mg^{2+}, Fe^{3+}, V^{3+}, Cr^{3+}; W = OH, O, F$

در سنگ‌های دگرگونی نظیر ارتوگنیس‌ها، شیست‌ها و مرمرها، تورمالین‌ها با تنوع ترکیبی زیادی در تمام مراحل دگرگونی به عنوان محصول متاسوماتیسم بُر (B) و در اثر تبلور مجدد دانه‌های آواری با منشأ رسوبی به وجود می‌آیند (Goldschmidt et al., 1932). سنگ‌های رسوبی معمولاً حاوی مقداری بُر هستند که به نظر می‌رسد از آب دریا مشتق شده است. در طی دگرگونی سنگ‌های رسوبی، همراه با افزایش دما و فشار و پیشرفت واکنش‌های دگرگونی، عنصر بُر به درون سیالات کانی‌ساز راه می‌یابد و نهایتاً در ساخت تورمالین شرکت می‌کند (Frondel and Collette, 1957). تورمالین‌های مرتبط با سنگ‌های آذرین می‌توانند به مراحل مختلف تکامل ماگمای گرانیتی از جمله تبلور ماگمای اولیه، تأخیری و یا سیالات گرمابی وابسته باشند (Sinclair and Richardson, 1992).

تغییرات کانی‌شناسی، شیمیایی و بافتی در نتیجه برهم‌کنش فیزیکی-شیمیایی سیالات داغ آنگین با سنگ‌هایی که از آنها عبور می‌کند؛ سبب تشکیل دگرسانی می‌شود (Seedorff et al., 2005). دگرسانی سریست و گرایزن رایج‌ترین دگرسانی‌های همراه با کانی‌زایی تورمالین هستند. ترکیب شیمیایی متنوع و پیچیده تورمالین متأثر از محیطی است که از آن متبلور شده است. لذا این ارتباط می‌تواند شاخص مناسب و قابل‌اعتمادی در تعیین منشأ و تحول سیستم‌های گرمابی تشکیل‌دهنده کانی و راهنمای خوبی برای اکتشاف کانسارها از جمله ذخایر اقتصادی تنگستن، قلع و مولیبدن (با توجه به حضور گسترده تورمالین مرتبط با این کانسارها) باشد (Slack et al., 1993; Raith et al., 2004).

۲- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه

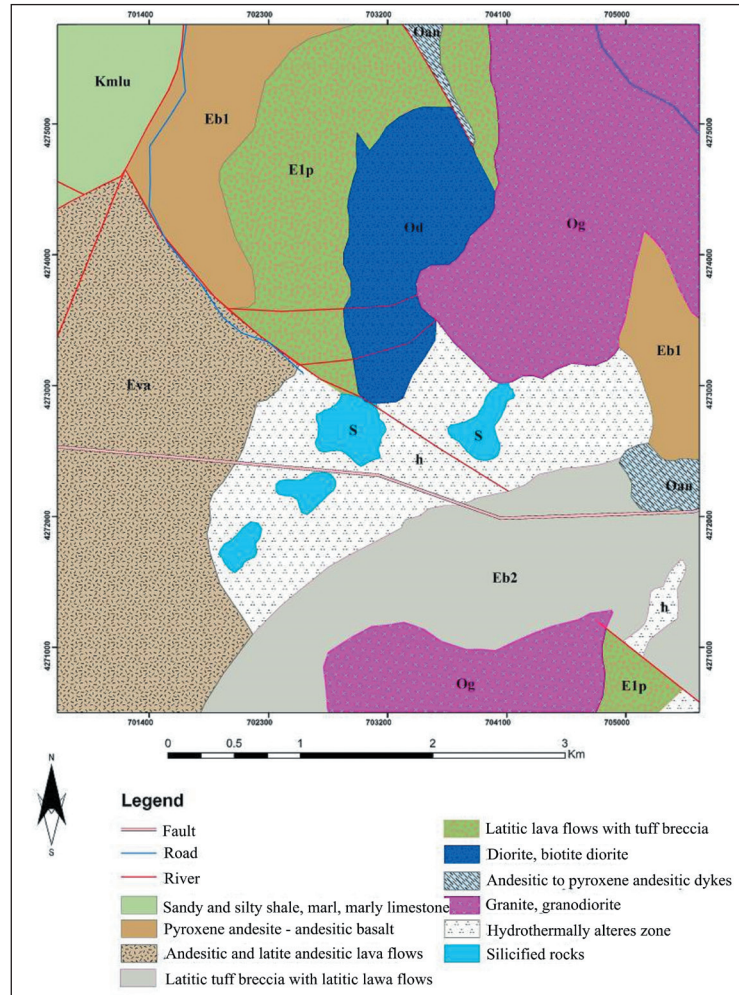
منطقه تورمالین‌دار شربیت در مجاورت روستای شربیت و ۲۸ کیلومتری شمال شرق شهر اهر در استان آذربایجان شرقی واقع شده و ویژگی‌های زمین‌شناختی آن در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ کلپیر (مهرپرتو و خان‌ناظر، ۱۳۷۱) آمده است. این منطقه که به‌طور عمده دگرسان شده؛ بخش کوچکی از زون متالورژی-ماگمایی ارسباران بوده و تحت تأثیر فعالیت‌های ماگمایی ترشیری قرار گرفته است. قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه شربیت را سنگ‌های آهکی و مارنی با میان‌لایه‌های نازک شیل و ماسه‌سنگ مربوط به کرتاسه تشکیل می‌دهند. حجم اصلی سنگ‌های ماگمایی موجود در منطقه مربوط به فعالیت‌های آتشفشانی اتوسن بوده و شامل سنگ‌هایی با ترکیب آندزیت تا بازالت است. از واحدهای الیگوسن رخنمون یافته در محدوده مورد نظر می‌توان به گرانودیوریت و دیوریت اشاره کرد. اغلب واحدهای اتوسن در منطقه مورد مطالعه توسط دایک‌هایی با ترکیب آندزیتی تا پیروکسن آندزیتی به سن الیگوسن قطع شده‌اند. نفوذ و جایگیری توده‌های نفوذی الیگوسن در این منطقه با تشکیل دگرسانی‌های گسترده‌ای همراه بوده است و رگه‌ها و برش‌های کوارتز-تورمالینی بخشی از پیامدهای آن هستند (شکل ۱).

۳- روش مطالعه

به منظور بررسی دگرسانی و منشأ تورمالین‌های منطقه شربیت، مطالعات در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شد. ابتدا از سنگ میزبان سالم، دگرسان شده و همچنین رگه‌های تورمالین‌دار منطقه نمونه‌برداری شد و سپس برای بررسی‌های بافتی و کانی‌شناسی سنگ میزبان سالم و دگرسان شده و ارتباط

فرآوری مواد معدنی ایران به وسیله دستگاه ریز کاو الکترونی مدل Cameca-SX50 صورت گرفت و در نهایت به منظور بررسی رفتار عناصر نادر خاکی، ۵ نمونه از تورمالین‌ها و همچنین ۱۰ نمونه از سنگ میزبان به روش ICP-MS در آزمایشگاه زرآزما تجزیه شیمیایی شد.

تورمالین‌زایی با دگرسانی و سنگ میزبان، ۲۳ عدد مقطع نازک با میکروسکوپ عبوری- انعکاسی Olympus مورد مطالعه قرار گرفت. به منظور بررسی شیمی تورمالین موجود در رگه‌ها و برش‌ها و تحلیل شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل تورمالین، آنالیز میکروپروب (EPMA) روی ۴ نمونه در آزمایشگاه مرکز تحقیقات



شکل ۱- نقشه ساده شده توزیع واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه بر اساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کلبر (مهرپرتو و خان‌ناظر، ۱۳۷۱).

۴- مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری

نزدیکی با یکدیگر دارند و می‌توان آنها را به عنوان یک مجموعه سنگ‌شناسی در نظر گرفت. در مقاطع میکروسکوپی، تورمالین‌ها، به اشکال خورشیدی، سوزنی، دانه‌ای و توده‌ای دیده می‌شوند و معمولاً دارای منطقه‌بندی رنگی (یا در واقع منطقه‌بندی ترکیبی) هستند (شکل ۴).

رگه‌های تورمالین با امتداد شمال شرقی- جنوب غربی در محدوده مورد مطالعه رخنمون دارند. ضخامت این رگه‌ها از چند میلی‌متر تا ۳۰ سانتی‌متر متفاوت است و در نواحی دور از زون اصلی، به صورت رگه‌های نازک، شبکه‌ای و رگچه‌ای رخنمون دارند (شکل ۳- الف). بر اساس محتوای کانیایی، رنگ رگه‌ها از سفید (به علت فراوانی کوارتز)، تا قرمز قهوه‌ای (به علت وجود اکسیدهای آهن) و خاکستری تیره تا سیاه (به علت فراوانی تورمالین) تغییر می‌کند.

تورمالین‌های برشی در واقع بخش سیمان توده برشی و شامل قطعات زاویه‌دار و نیمه‌گرد شده از جنس گرانیت هستند که زمینه این برش‌ها را تورمالین تشکیل داده است (شکل ۳- ب).

بخش اعظم منطقه مورد مطالعه از سنگ‌های حد واسط تا اسیدی کوارتز مونزونیتی تا گرانودیوریتی تشکیل یافته است. مشاهدات صحرایی در منطقه و مطالعات بافتی و کانی‌شناسی روی نمونه‌ها نشان‌دهنده دگرسانی گرمایی سرسیتی و تورمالینی و جانشینی کانی‌های ثانویه در فضاهای خالی و شکستگی‌هاست (شکل ۲). بیشتر حجم سنگ‌های دگرسان، از پلاژیوکلازهای دگرسان شده، کوارتز و تورمالین تشکیل شده است. کانی‌های ثانویه نظیر کلریت، سولفید و اکسید آهن، بیوتیت ثانویه و سرسیت در زون‌های دگرسانی و همچنین در نزدیکی رگه‌ها تشکیل شده است. تشکیل تورمالین در زون‌های دگرسانی و عدم وجود آن با دیگر کانی‌های موجود در سنگ میزبان سالم، نشان‌دهنده منشأ گرمایی این کانی است.

۴-۱. انواع تورمالین بر اساس بافت

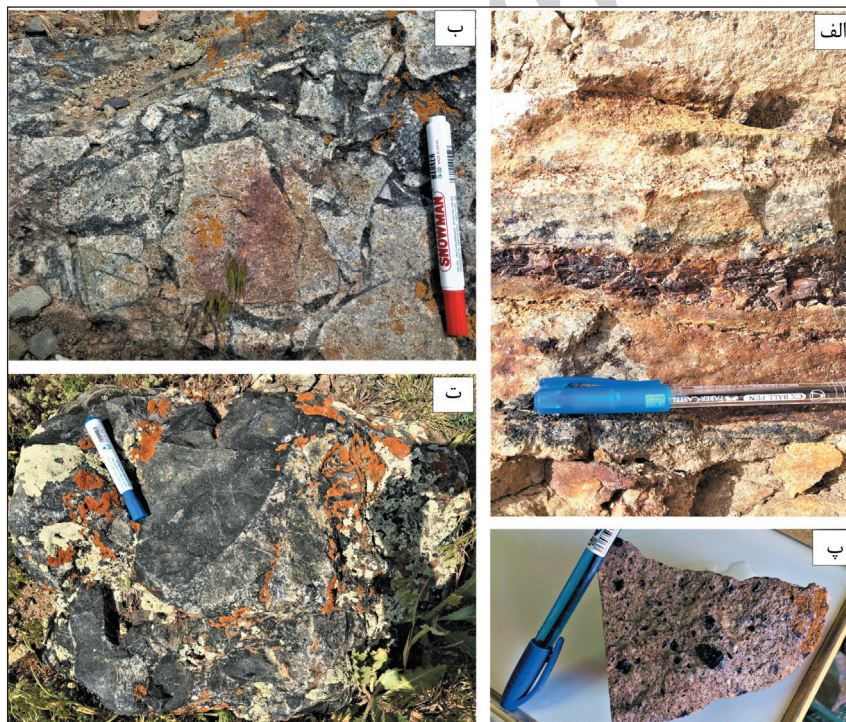
تورمالین‌ها در نمونه دستی اغلب به رنگ قهوه‌ای تیره تا سیاه مشاهده و بر مبنای ویژگی‌های بافتی به ۴ نوع شامل: رگه‌ای، سیمان برشی، پرکننده فضای خالی و توده‌ای (کوارتز- تورمالین) تقسیم‌بندی می‌شوند (شکل ۳). این ۴ نوع، ارتباط



شکل ۲- سنگ درونگیر منطقه مورد مطالعه که تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته است (دید به سمت شمال غرب).

تورمالین‌های توده‌ای یا سنگ‌های غنی از تورمالین (تورمالینیت) به صورت توده متراکمی از تورمالین و کوارتز هستند. حجم عمده این سنگ‌ها را (تا ۸۰٪) تورمالین تشکیل می‌دهد و کوارتز به صورت رگه-رگچه‌های ریز همراه با تورمالین‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۳-ت).

تورمالین‌های پرکننده فضای خالی توصیفی از تجمع تورمالین‌های سیاه در حفرات خالی و پراکنده سنگ (با ابعاد چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر) هستند (شکل ۳-پ).



شکل ۳- انواع تورمالین‌های منطقه شربت بر مبنای ویژگی‌های بافتی: الف) رگه‌ای؛ ب) سیمان برشی؛ پ) پرکننده فضای خالی؛ ت) توده‌ای

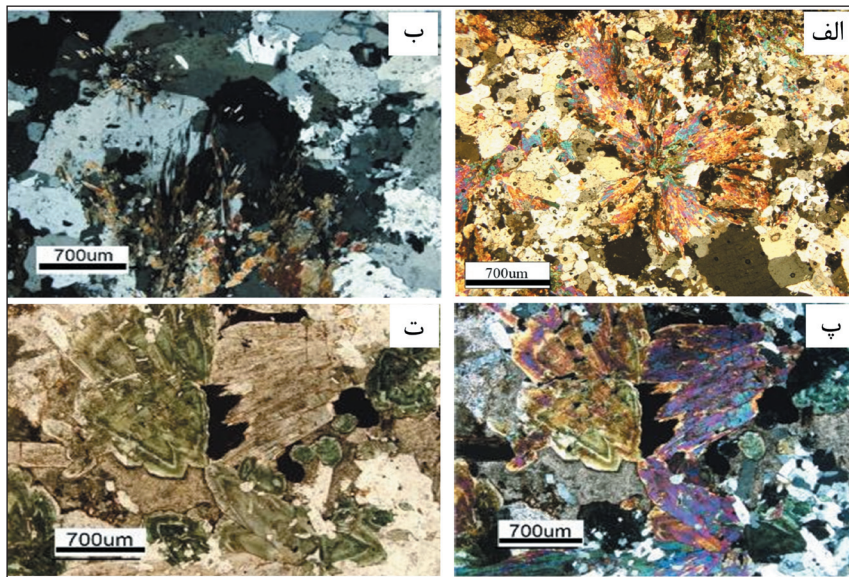
۵- انواع تورمالین بر اساس ترکیب شیمیایی

Mg و Al در سایت Y است. بر اساس میزان اشغال شدن موقعیت X، می‌توان تورمالین‌ها را به سه گروه اصلی تقسیم‌بندی کرد: تورمالین‌های قلبایی، تورمالین‌های کلسیمی و تورمالین‌هایی که موقعیت X آنها خالی بوده یا اشغال نشده است (Hawthorne and Henry, 1999). فرمول ساختمانی تورمالین‌های منطقه

به دلیل تنوع شیمیایی و پیچیدگی ساختمانی، ترکیب تورمالین به صورت اعضای انتهایی (end-member) بیان می‌شود. به منظور شناسایی این کانی‌ها می‌توان آنها را به چند گروه و زیرگروه تقسیم کرد (Henry et al., 2011). بیشترین تنوع ترکیبی تورمالین‌ها به دلیل میزان Na، Ca و فضای خالی موجود در سایت X و میزان Fe،

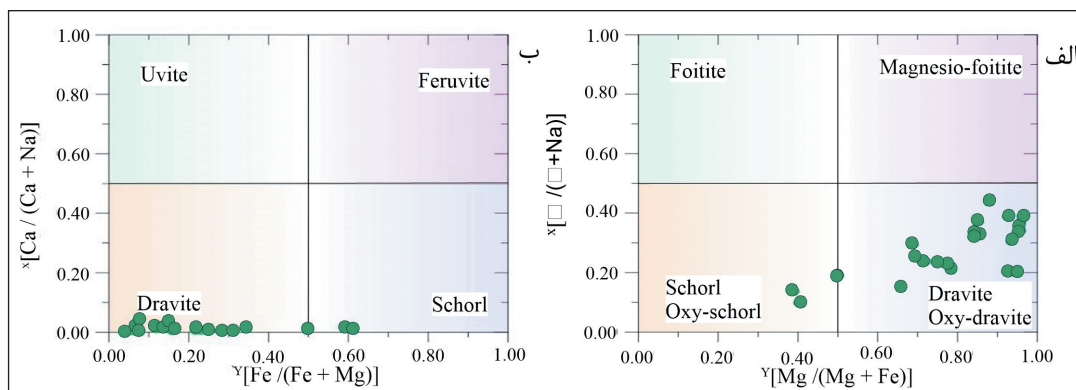
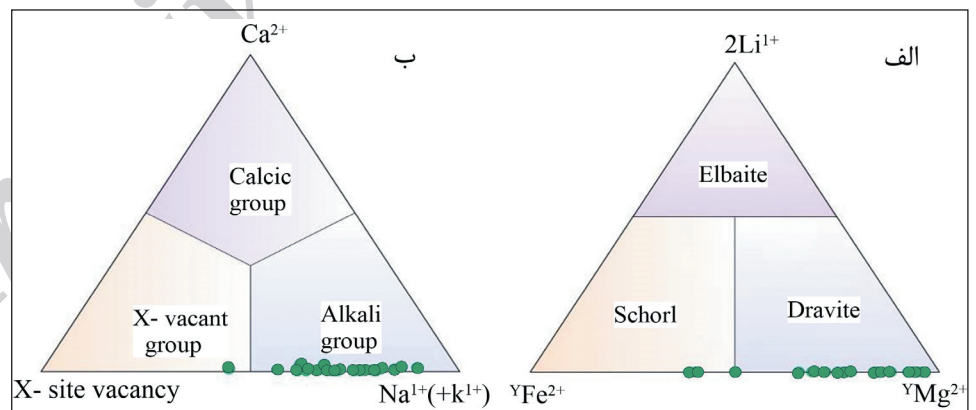
Fe^{2+} موجود در سایت Y به سه زیر گروه البایت، دراویت و شورلیت تقسیم‌بندی کرد (Henry et al., 2011)؛ که با توجه به فراوان بودن میزان Mg نسبت به Fe و Li، تورمالین‌های قلیایی مورد مطالعه در گروه دراویت‌ها قرار می‌گیرند (شکل ۵-ب). همچنین برای بررسی تغییرات ترکیبی در نسبت‌های Ca و Na ، Mg ، Fe و تشخیص نوع تورمالین‌ها، از نمودارهای دوتایی $Mg/(Mg+Fe)$ در مقابل $X\text{-site vacancy}/(X\text{-site vacancy} + Na)$ از Henry and Dutrow (2001) و $Ca/(Ca+Na)$ در مقابل $Fe/(Fe+Mg)$ از Jiang et al. (1996) استفاده شده است (شکل ۶).

شربیت بر مبنای ۱۵ کاتیون در سایت اکتاهدرال و تتراهدرال ($T + Z + Y$) (Henry and Dutrow, 1996) محاسبه (جدول ۱ و ۲) و نمودارهای موجود توسط نرم‌افزار Win Tlcal (Yavuz et al., 2014) رسم شده است. در شکل ۵-الف ترکیب تورمالین‌های مورد مطالعه روی نمودار مثلثی $Ca\text{-X-site vacancy-Na+(K)}$ (Hawthorne and Henry, 1999) نشان داده شده است. بر اساس این طبقه‌بندی، تورمالین‌های منطقه شربیت از لحاظ ترکیب به گروه تورمالین‌های قلیایی تعلق دارند که نشانگر زیاد بودن مقدار Na و K درمقایسه با Ca و مقدار نقصان در سایت X، در همه نمونه‌هاست. همچنین گروه قلیایی را می‌توان بر اساس میزان Li^{+} و Mg^{2+}



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از تورمالین‌های منطقه شربیت: الف) خورشیدی (XPL)؛ ب) سوزنی (XPL)؛ پ و ت) توده‌ای و گرانولار (به ترتیب XPL و PPL).

شکل ۵- الف) موقعیت نمونه‌ها بر روی نمودار مثلثی Fe-Li-Mg (Henry et al., 2011)؛ ب) نمودار مثلثی $Ca\text{-X-site Vacancy-Na+(K)}$ (Hawthorne and Henry, 1999)؛ که نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو تورمالین‌های قلیایی قرار گرفته‌اند.



شکل ۶- الف) موقعیت نمونه‌ها در نمودار دوتایی $Mg/(Mg+Fe)$ در مقابل $X\text{-site vacancy}/(X\text{-site vacancy} + Na)$ (Henry and Dutrow, 2001)؛ ب) نمودار $Ca/(Ca+Na)$ در مقابل $Fe/(Fe+Mg)$ (Jiang et al., 1996).

جدول ۱- نتایج حاصل از آنالیز میکروپروب تورمالین های مورد مطالعه و محاسبه تعداد اتمها بر اساس ۱۵ کاتیون.

Sample No.	E1	E2	E3	E4	E5	E6	E7	E8	E9	E10	E11
B	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳
Si(T)	۵/۵۶	۵/۵۸	۵/۷۸	۵/۵۸	۵/۷۰	۵/۵۶	۵/۴۲	۵/۵۳	۵/۵۸	۵/۵۷	۵/۵۳
Al(Z)	۵/۴۷	۵/۳۹	۵/۹۰	۵/۷۷	۵/۷۵	۵/۷۹	۶	۵/۹۹	۵/۵۰	۵/۶۷	۵/۵۵
Al(Y)	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۰۹	۰	۰	۰	۰
Fe ²⁺ (Y)	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۱۲	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۱۵	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۵۳	۰/۴۸	۰/۵۵
Fe ³⁺ (y)	۰/۶۷	۰/۶۶	۱/۰۹	۰/۹۲	۰/۹۳	۰/۸۹	۱/۰۸	۱/۱۳	۰/۶۵	۰/۷۶	۰/۷۲
Mg(Y)	۰/۲۲	۰/۲۳	۱/۷۷	۱/۹۵	۱/۹۶	۱/۹۲	۱/۶۹	۱/۷۱	۱/۷۸	۱/۷۴	۱/۶۹
Ca(X)	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Na(X)	۰/۶۱	۰/۶۳	۰/۶۸	۰/۷۹	۰/۶۵	۰/۵	۰/۴۳	۰/۷۹	۰/۷۶	۰/۷۸	۰/۷۵
X-vacancy	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۳۹	۰/۳۹	۰/۶۹	۰/۳۹	۰/۳۷	۰/۳۸	۰/۳۷
[OH]	۳/۵۸	۳/۵۴	۳/۶۹	۳/۷۴	۳/۶۰	۳/۴۰	۳/۳۹	۳/۷۹	۳/۷۷	۳/۷۹	۱/۶
Mg/(Mg+Fe ²⁺) (Y-site)	۰/۹۶	۰/۹۵	۰/۹۳	۰/۹۴	۰/۹۵	۰/۹۲	۰/۹۳	۰/۹۲	۰/۷۶	۰/۷۸	۰/۷۵
Fe _{(tot)}/(Fe_{(tot)}}+Mg)}	۰/۳۶	۰/۳۷	۰/۴۲	۰/۳۹	۰/۳۹	۰/۳۹	۰/۴۱	۰/۴۲	۰/۴۸	۰/۴۷	۰/۵۰
Vac/(Na+K+Vac)(X-site)	۰/۳۹	۰/۳۶	۰/۳۰	۰	۰/۳۴	۰/۳۷	۰/۵۵	۰/۲۰	۰/۲۲	۰/۲۰	۰/۲۳
Na/(Na+Ca)	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۶	۰/۹۸	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹
Al/(Al+Fe _{(tot)}} +Mg)	۰/۶۲	۰/۶۱	۰/۶۶	۰/۶۵	۰/۶۵	۰/۶۶	۰/۶۹	۰/۶۸	۰/۶۳	۰/۶۴	۰/۶۳

Sample No.	E12	E13	E14	E15	E16	E17	E18	E19	E20	E21	E22	E23
B	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۳/۱	۳/۲	۳/۳	۳/۳	۳/۲	۳
Si(T)	۵/۶۳	۵/۴۸	۵/۵۸	۵/۷۰	۵/۶۲	۵/۵۶	۵/۶۱	۵/۸۳	۵/۷۲	۵/۷۱	۵/۷۵	۵/۶۸
Al(Z)	۵/۷۹	۵/۶۹	۵/۸۴	۵/۶۷	۵/۷۶	۵/۷۵	۵/۳۵	۴/۵۱	۴/۲۵	۴/۶۳	۴/۶۵	۴/۹۲
Al(Y)	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Fe ²⁺ (Y)	۰/۳۰	۰/۳۰	۰/۲۹	۰/۶۵	۰/۳۳	۰/۵۹	۰/۸۰	۰/۷۲	۱/۷۹	۱/۴۶	۰/۲۶	۰/۹۴
Fe ³⁺ (Y)	۰/۹۱	۰/۹۱	۱/۱۰	۰/۸۷	۰/۸۸	۰/۸۶	۰/۳۳	۰	۰	۰	۰/۷۳	۰/۱۵
Mg(Y)	۱/۷۶	۱/۷۵	۱/۵۸	۱/۴۴	۱/۷۵	۱/۵۳	۱/۸۲	۱/۱۶	۱/۱۴	۱/۴۷	۱/۹۲	۱/۸۰
Ca(X)	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Na(X)	۰/۶۳	۰/۶۱	۰/۶۵	۰/۷۰	۰/۶۷	۰/۷۵	۰/۷۴	۰/۸۷	۰/۸۳	۰/۷۹	۰/۵۵	۰/۸۲
X-vacancy	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۳۷	۰/۳۶	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۰۳	۰/۳۵	۰/۳۵	۰/۳۹	۰/۳۶
OH (V+W sites)	۳/۶۲	۳/۶۳	۳/۶۶	۳/۶۹	۳/۶۸	۳/۷۲	۳/۵۵	۳/۸۰	۳/۸۳	۳/۸۴	۳/۳۹	۳/۷۴
Mg/(Mg+Fe ²⁺) (Y-site)	۰/۴۴	۰/۸۵	۰/۸۴	۰/۶۸	۰/۸۴	۰/۷۲	۰/۶۹	۰/۴۰	۰/۳۸	۰/۵۰	۰/۸۸	۰/۶۵
Fe _{(tot)}/(Fe_{(tot)}}+Mg)}	۰/۴۶	۰/۴۶	۰/۴۹	۰/۵۶	۰/۴۵	۰/۵۲	۰/۴۹	۰/۶۱	۰/۶۴	۰/۶۰	۰/۴۱	۰/۵۴
Vac/(Na+K+Vac)(X-site)	۰/۳۲	۰/۳۶	۰/۳۳	۰/۲۹	۰/۳۱	۰/۲۳	۰/۲۵	۰/۰۹	۰/۱۳	۰/۱۸	۰/۴۳	۰/۱۵
Na/(Na+Ca)	۰/۹۶	۰/۹۸	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۸	۰/۹۸	۰/۹۹	۰/۹۸	۰/۹۸
Al/Al+Fe _{(tot)}} +Mg	۰/۶۵	۰/۶۵	۰/۶۶	۰/۶۴	۰/۶۵	۰/۶۵	۰/۶۱	۰/۵۱	۰/۴۹	۰/۵۳	۰/۶۴	۰/۵۶

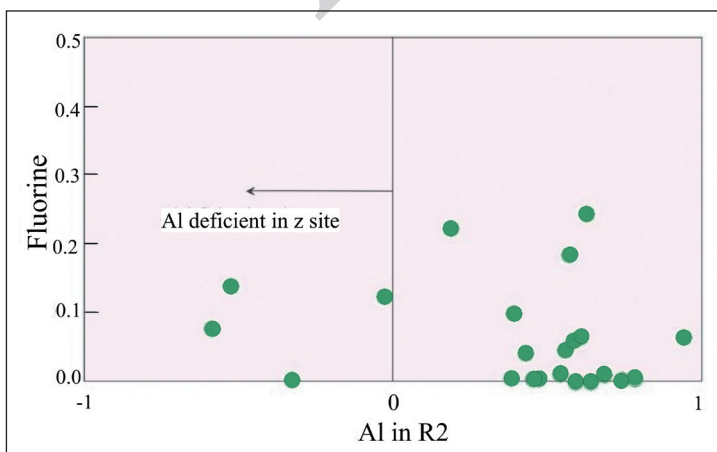
جدول ۲- نتایج آنالیز نمونه های سنگ کوارتز مونزوتیتی و تورمالین های جدا شده (T) به روش ICP-MS که نسبت های عنصری به REE کاندیت ها بهنجار شده اند (Boynton, 1984).

	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	T1	T2	T3	T4	T5
La	۴۶/۸	۴۷/۲	۴۵/۴	۴۱/۲	۴۹/۶	۵۱/۲	۴۹/۸	۴۵/۲	۴۶/۷	۴۸/۳	۱۲/۲	۳۲/۹	۱۷/۴	۱۵/۳	۷/۷
Ce	۹۱/۸	۹۴/۶	۹۰/۴	۸۶/۷	۱۰۱/۶	۱۱۰/۲	۱۰۸/۳	۹۴/۳	۸۹/۷	۹۲/۶	۲۱/۶	۶۵/۷	۳۸/۵	۲۷/۵	۱۷
Pr	۸/۳۲	۹/۱۲	۸/۷۲	۷/۲۸	۹/۱۲	۸/۹۱	۸/۶۲	۷/۲۴	۸/۱۴	۷/۹۸	۲/۴۵	۶/۷	۴/۳۷	۳/۱۳	۱/۵۵
Nd	۲۴/۶	۲۵/۷	۲۳/۹	۲۱/۴	۲۷/۶	۲۶/۳	۲۷/۲	۲۵/۱	۲۴/۱	۲۳/۹	۹/۳۹	۲۳	۱۶/۴	۱۲	۵/۸۴
Sm	۳/۸۱	۳/۷۷	۳/۸۹	۳/۲۱	۳/۹۸	۴/۱۲	۴/۱۴	۳/۷۷	۳/۶۸	۳/۸۹	۱/۷۲	۳/۵۱	۳/۰۵	۲/۳	۱/۱

	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	T1	T2	T3	T4	T5
Eu	۱/۵۹	۱/۶۱	۱/۵۸	۱/۴۱	۱/۷۲	۱/۸۸	۱/۹۱	۱/۶۲	۱/۵۲	۱/۷۴	۰/۵	۰/۹۸	۰/۹	۰/۶۷	۰/۳۴
Gd	۳/۷۴	۳/۵۱	۳/۳۹	۳/۶۹	۳/۲۱	۳/۱۷	۳/۳۲	۳/۴۴	۳/۱۴	۳/۲۷	۱۰/۵	۱۰/۸	۶/۶۱	۹/۳۴	۱۱
Tb	۰/۳۳	۰/۳۶	۰/۳۳	۰/۲۴	۰/۴۱	۰/۴۴	۰/۴۲	۰/۳۳	۰/۳۷	۰/۳۱	۰/۱۶	۰/۲۳	۰/۲۷	۰/۲۱	۰/۱۱
Dy	۲/۸۸	۲/۸۲	۲/۹۴	۳/۱۲	۲/۶۲	۲/۷۲	۲/۶۸	۳/۰۱	۲/۹۶	۲/۹۱	۰/۸۵	۱/۲۴	۱/۴۲	۱/۰۶	۰/۵۳
Ho	۰/۳۷	۰/۴۱	۰/۳۹	۰/۴۱	۰/۳۱	۰/۲۹	۰/۳۳	۰/۳۶	۰/۴۲	۰/۳۹	۰/۱۴	۰/۱۹	۰/۲۳	۰/۱۸	۰/۰۹
Er	۱/۱۴	۱/۱۲	۱/۱۷	۱/۳۶	۱/۰۸	۱/۱۳	۱/۰۲	۱/۲۴	۱/۱۶	۱/۱۷	۰/۳۷	۰/۴۸	۰/۵۷	۰/۴۵	۰/۲۲
Tm	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۲۱	۰/۱	۰/۰۹	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۱۳	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۵
Yb	۱/۰۷	۱/۰۶	۱/۱۲	۱/۲۲	۰/۹۲	۰/۸۸	۰/۹۳	۱/۱۲	۱/۰۹	۱/۱۴	۰/۲۶	۰/۳۲	۰/۳۶	۰/۳	۰/۱۶
Lu	۰/۱۷	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۱۴	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۲
ΣREE	۲۰۳/۴	۲۰۶/۴	۲۰۰/۸	۲۰۵/۳	۲۱۰/۳	۲۲۰/۶	۲۱۶/۳	۲۰۷/۸	۱۹۹/۱	۲۱۰/۹	۶۰/۲	۱۴۶/۱	۹۰/۱	۷۲/۵	۴۵/۷
La _N /Yb _N	۲۹/۴۹	۳۰/۰۲	۲۷/۳۳	۲۲/۷۷	۳۶/۳۵	۳۹/۲۳	۳۶/۱	۲۷/۲۱	۲۸/۸۹	۲۸/۵۸	۳۱/۶	۶۹/۳۲	۳۲/۵	۳۴/۳	۳۲/۴
La _N /Sm _N	۷/۷۳	۷/۸۸	۷/۳۴	۸/۰۷	۷/۸۴	۷/۸۲	۷/۵۷	۷/۵۴	۷/۸۹	۷/۸۲	۴/۴۶	۵/۹۰	۳/۵۹	۴/۱۸	۴/۴۰
*Eu _N /Eu _N	۱/۲۹	۱/۳۵	۱/۳۳	۱/۲۵	۱/۴۷	۱/۵۹	۱/۵۸	۱/۳۸	۱/۳۷	۱/۴۹	۱/۰۴	۰/۹۵	۱/۰۱	۱/۰۵	۱/۱۳

گرانیتی و پگماتیستی) است. بر خلاف تورمالین‌های گرانیتی، چنین جانشینی‌هایی در تورمالین‌های گرمابی رخ نمی‌دهد؛ به طوری که این تورمالین‌ها تمایل دارند تا از محدوده برداری مذکور دور شوند و در قسمت بیرونی بردارها قرار گیرند. در این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در طول خط یوویت (Uvite) و خالی از پروتون‌زایی (Alkali deficient) قرار گرفته‌اند؛ که نشان‌دهنده Al کمتر و اشغال‌شدگی بیشتر در سایت آلکالی‌ها نسبت به تورمالین‌های ماگمایی است.

به عقیده (London and Manning (1995)، میزان فلورین تورمالین‌های گرانیتی (ماگمایی) به‌طور یکنواخت و پیوسته‌ای بالا بوده و دارای میانگینی حدود ۰/۳ apfu تا ۰/۹ apfu است. در صورتی که در تورمالین‌های گرمابی این مقدار به میزان میانگین ۰/۲ apfu تا ۰/۵ apfu می‌رسد. در شکل ۸، میزان F در مقابل مقدار Al در R₂ رسم و در این نمودار محور افقی (مقدار Al در R₂) به دو بخش مثبت و منفی تقسیم شده است. اعداد منفی کاهش مقدار Al در R₂ و R₃ و اعداد مثبت افزایش مقدار Al در R₂ را نشان می‌دهند. بر این اساس تورمالین‌های منطقه شریبت با داشتن مقدار فلورین حداکثر ۰/۲۴ apfu دارای منشأ گرمابی هستند.

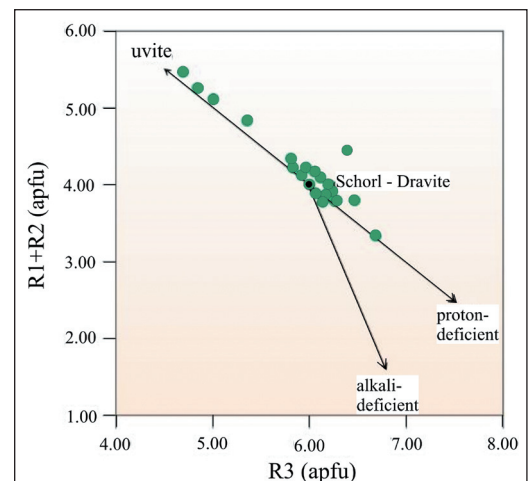


شکل ۸- نمودار مقدار فلورین در مقابل میزان Al در سایت Y (London and Manning, 1995) و موقعیت نمونه‌های منطقه شریبت بر روی آن.

نمونه‌های منطقه شریبت، در این نمودارها در محدوده بین شورلیت و دراویت با تمرکز بیشتر در نیمه مربوط به دراویت قرار گرفته‌اند. این مسئله نشان‌دهنده غنی‌شدگی نسبی تورمالین‌های سنگ میزبان کوارتز-موزونیتی از عناصر Na و Mg نسبت به Ca، فضای خالی موجود در سایت X و Fe در سایت Y است.

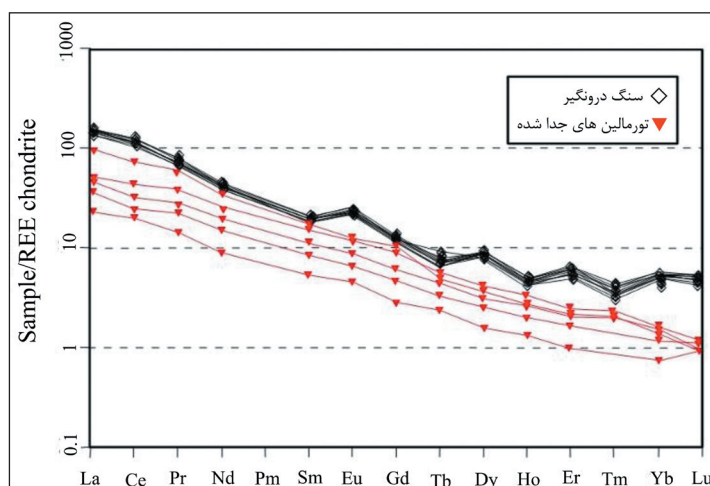
۶- بررسی ژئز تورمالین‌های مورد مطالعه با استفاده از واکنش‌های جانشینی

در شکل ۷، موقعیت نمونه‌های منطقه شریبت در نمودار R1+R2 در مقابل R3 (Manning, 1982) آورده شده که در آن، $R_1 = (Na+Ca)$ ، $R_2 = (Fe_{total} + Mg + Mn^{2+})$ و $R_3 = (Al + 1.33Ti)$ هستند. طبق (London and Manning (1995) و (Trumbull and Chaussidon (1999) ترکیب تورمالین‌ها در اکثر سنگ‌های گرانیتی در طول و بین بردارهای خالی از پروتون و آلکالی مشتق شده از مؤلفه افزایش شورلیت- دراویت قرار می‌گیرد. قرارگیری نمونه‌ها در جهت و درون این بردارها نشان‌دهنده جانشینی Al اکتاهدری (سایت Y) در این نوع از تورمالین‌ها



شکل ۷- نمودار R₁+R₂ در مقابل R₃ (Manning, 1982) و موقعیت نمونه‌های منطقه شریبت بر روی آن.

همان‌طور که در نمودار شکل ۱۰ مشاهده می‌شود؛ روند عمومی نمونه‌های تورمالین با سنگ درونگیر خود مطابقت دارد؛ به طوری که در این نمونه‌ها نیز عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی متوسط (MREE) و سنگین (HREE) غنی‌شدگی نشان می‌دهند. در مقایسه با سنگ‌های کوارتزموزنوئیتی، نمونه‌های تورمالین در تمامی عناصر نادر خاکی تهی‌شدگی نشان می‌دهند و $\sum \text{REE}$ سنگ کوارتزموزنوئیتی بیش از دو برابر $\sum \text{REE}$ تورمالین‌هاست. کاهش قابل توجه میزان $\sum \text{REE}$ تورمالین‌ها در مقایسه با سنگ موزونوئیتی نشان‌دهنده تفریق یافتگی شدید از عناصر نادر خاکی طی تورمالینی شدن است. وجود مقدار معینی از کانی‌هایی دارای سایت‌هایی برای عناصر نادر خاکی، می‌تواند سبب کاهش $\sum \text{REE}$ تورمالین‌ها شود. این تورمالین‌ها میزان متفاوتی از $(\text{Eu}_N/\text{Eu}_N^* = 0.95-1.13)$ دارند و الگوی خطی آنها دارای روند نزولی ملایمی است. فقدان آنومالی منفی Eu در بیشتر این نمونه‌ها می‌تواند نشان‌دهنده ثبات نسبی Eh و عدم تغییرات قابل توجه آن در طول فعالیت گرمایی و تشکیل تورمالین‌ها باشد. علاوه بر این، تورمالین‌ها در LREE غنی هستند و La آنها دارای مقادیر ۷/۷ تا ۹/۳۲ و نسبت La_N/Sm_N آن‌ها از ۳/۵ تا ۵/۹ است؛ در صورتی که میزان La در سنگ درونگیر از ۴۱/۲ تا ۵۱/۲ و نسبت La_N/Sm_N از ۷/۳ تا ۸ است. میزان کمتر فراوانی LREE این تورمالین‌ها در مقایسه با سنگ درونگیر نشان‌دهنده تحرک این عناصر طی شرایط گرمایی و تشکیل تورمالین است.



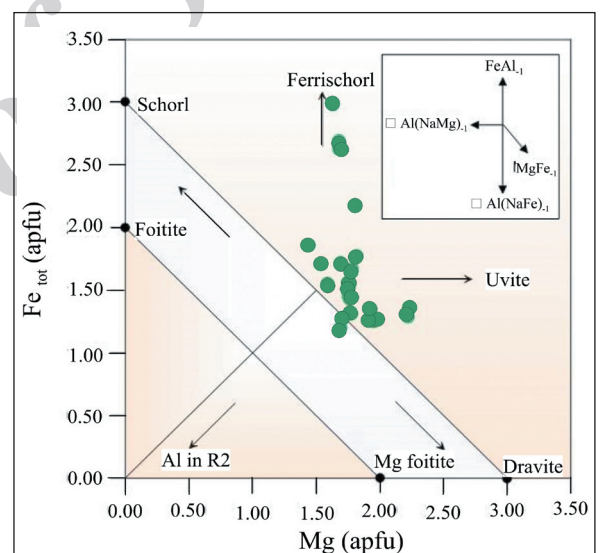
شکل ۱۰- نمودار عناصر کمیاب خاکی تورمالین‌های جدا شده از رگه‌ها و سنگ درونگیر که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند (Boynton, 1984).

تورمالین‌های گرمایی از لحاظ Al فقیرتر و از Mg غنی‌تر هستند. همچنین به اعتقاد London and Manning (1995)، تورمالین‌های ماگمایی نسبت به تورمالین‌های گرمایی $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ بالاتری در سایت Y دارند. البته مقدار نسبت $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ در تورمالین‌های گرمایی با وجود پایین‌تر بودن، دارای محدوده گسترده‌تری است. نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بین شورلیت و دراویت با تمرکز بیشتر در نیمه مربوط به دراویت قرار گرفته‌اند. این مسئله نشان‌دهنده غنی‌شدگی نسبی تورمالین‌های سنگ میزبان کوارتزموزنوئیتی از Mg نسبت به Fe در سایت Y است (شکل ۶). نمودارهای شکل ۷، ۸ و ۹ بیانگر نقصان Al در سایت Z و عدم حضور Al در سایت Y هستند. یکی از نشانه‌های منشأ گرمایی نمونه‌ها مقدار کمتر نقصان در سایت X آنها است (London and Manning, 1995). همان‌طور که در شکل ۵ مشاهده می‌شود؛

در شکل ۹، تغییرات Fe در مقابل Mg بررسی شده است. در این نمودار ترکیب شورلیت- دراویت روی خط $\sum (\text{Fe}+\text{Mg})=3$ قرار می‌گیرد. تمام نمونه‌هایی زیر این خط، دارای $\sum (\text{Fe}+\text{Mg}) < 3$ هستند. قرارگیری در زیر این خط نشان‌دهنده جانشینی Al در سایت Y است و هر چه مقدار $(\text{Fe}+\text{Mg})$ کمتر باشد؛ میزان جانشینی Al در سایت Y بیشتر می‌شود. در صورتی که اگر نمونه‌ها در بالای این خط قرار گیرند؛ دارای نقصان Al در سایت Z و عدم حضور Al در سایت Y هستند (London and Manning, 1995). تقریباً تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در بالای خط مزبور قرار می‌گیرند و دارای نقصان Al در سایت Z هستند که این نقصان به وسیله Fe^{3+} جبران شده؛ چون این یون بهترین جایگزین برای Al است.

۷- مقایسه توده کوارتزموزنوئیتی با تورمالین‌های حاصل از دگرسانی منطقه مورد مطالعه

به منظور بررسی توزیع الگوی عناصر نادر خاکی در تورمالین‌های منطقه شربیت، نتایج حاصل از آنالیز ICP-MS بر روی ۵ نمونه از تورمالین‌های جدا شده از رگه‌ها و ۱۰ نمونه از سنگ درونگیر کوارتزموزنوئیتی منطقه نسبت به کندریت‌ها (Boynton, 1984) بهنجار و نمودار عنکبوتی آن‌ها رسم شده است (شکل ۱۰).



شکل ۹- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار Fe در مقابل Mg (London and Manning, 1995)؛ ترکیبات شورلیت- دراویت خط $\sum (\text{Fe}+\text{Mg})=3$ قرار می‌گیرند.

۸- نتیجه‌گیری

۸-۱. منشأ تورمالین‌ها

تغییرات مداوم شرایط تشکیل تورمالین‌های گرمایی از جمله تغییرات ترکیب سیال، نوسانات در مقدار فشار، حرارت و احتمالاً رشد نامتعادل و سریع، سبب ایجاد منطقه‌بندی در این تورمالین‌ها می‌شود؛ در صورتی که تورمالین‌های ماگمایی به دلیل تشکیل در سیستم بسته معمولاً دارای بافتی یکنواخت و بدون منطقه‌بندی هستند (London and Manning, 1995). به دلیل تشکیل تورمالین‌های منطقه شربیت در زون دگرسانی و همچنین داشتن منطقه‌بندی، این تورمالین‌ها جزو تورمالین‌های گرمایی هستند (شکل‌های ۲ و ۴). همچنین با استفاده از واکنش‌های جانشینی تورمالین‌ها، می‌توان به گرمایی بودن آنها پی برد. به اعتقاد Trumbull and Chaussidon (1999) در مقایسه با ترکیب شورلیت- دراویت، تورمالین‌های ماگمایی غنی از Al و

بررسی میزان عناصر نادر خاکی در تورمالین‌های شورلیت و دراویت توسط King et al. (1988) نشان‌دهنده دو الگوی متفاوت از این عناصر است؛ در حالی که در ترکیب این تورمالین‌ها تفاوت چندانی وجود ندارد. در نتیجه وابستگی مشخصی از REE‌ها به ترکیب شیمیایی تورمالین‌ها مشاهده نشده است. الگوی توزیع REE‌ها در تورمالین و سنگ میزبان نشان می‌دهد که این کانی در مقایسه با کانی‌های دیگر از جمله گارنت، عناصر خاصی از REE‌ها را در ساختمان خود جای می‌دهد. بنابراین به احتمال زیاد شرایط پاراژنتیکی عامل اصلی در حضور و فراوانی REE‌ها در تورمالین‌هاست. بر این اساس تشابه الگوی توزیع این عناصر در تورمالین‌ها با سنگ درونگیر منطقه شریبت می‌تواند بیانگر کنترل این عناصر توسط سنگ درونگیر باشد و اینکه سیال گرمایی غنی از بُر نقش اساسی در میزان و الگوی توزیع این عناصر نداشته است.

بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده تورمالین‌های قلیایی قرار گرفته‌اند و تنها یک نمونه در محدوده مربوط به تورمالین‌های جای خالی در سایت X قرار گرفته است. میزان F در تورمالین‌های مورد مطالعه کمتر از ۰/۴ apfu است. بنابراین با توجه به حضور تورمالین‌ها در مجموعه‌های دگرسانی، منطقه‌بندی تورمالین‌ها در مقاطع نازک، پایین بودن میزان F، بالا بودن میزان Mg و Na، نقصان کمتر در سایت X و متفاوت بودن میزان Fe و Mg نمونه‌ها و تمایل بردارهای تهی شدن از قلیایی و پروتون‌زدایی به سمت بیرون، برای تورمالین‌های مورد مطالعه منشأ گرمایی پیشنهاد می‌شود.

۸-۲. رفتار عناصر نادر خاکی

توزیع عناصر نادر خاکی در بیشتر کانی‌ها توسط فاکتورهای کریستال شیمی و یا ژئوشیمی کنترل می‌شود. طبق Clark (1984) در کانی‌های با کوردیناسیون بیشتر از ۹ در سایت مربوط به عناصر نادر خاکی، Ce جای می‌گیرد. در کوردیناسیون‌های ۹ تا ۷، REE‌ها و در کوردیناسیون‌های کمتر از ۶، Y در این سایت قرار می‌گیرد.

کتابکاری

باباخانی، ع.، لسکویه، ج. ل. و ربو، ر.، ۱۳۵۷- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ ورقه اهر، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
توحیدی زرنق، ف.، ۱۳۷۰- مطالعه پترولوژی و زمین‌شناسی سنگ‌های آذرین منطقه شیشه (توده نفوذی دوه سراغ، شمال شرق اهر - آذربایجان شرقی)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز.
مهرپرتو، م. و خان‌ناظر، ن.، ۱۳۷۱- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه کلبر، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Boynton, W. V., 1984- Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies, in Hendereson, p., ed., Rare earth element Geochemistry. Amsterdam, Elsevier, p.63-114.
- Clark, A. M., 1984- Mineralogy of the rare earth elements In P. Henderson, Ed, Rare earth element geochemistry. Elsevier, Amsterdam p. 33-61.
- Fronde, C. and Collette, R. L., 1957- Synthesis of tourmaline by reaction of mineral grains with NaCl-H₃BO₃ solution, and its implications in rock metamorphism. American Mineralogist, 42(11-2), pp.754-758.
- Goldschmidt, V. M., Peters, C. and Hauptmann, H., 1932- Zur Geochemie des Bors II. Nachrichten von der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse, pp.528-545.
- Hawthorne, F. C. and Henry, D. J., 1999- Classification of the minerals of the tourmaline group. European journal of mineralogy, 11(2), pp.201-215.
- Henry, D. J. and Dutrow, B. L., 1996- Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 33(1), pp.503-557.
- Henry, D. J. and Dutrow, B. L., 2001- Compositional zoning and element partitioning in nickeloan tourmaline from a amorphosed karstbauxite from Samos, Greece. AM. Mineral. 86, 1130-1142.
- Henry, D. J., Novak, M., Hawthorne, F. C., Ertl, A., Dutrow, B. L., Uher, P. and Pezzotta, F., 2011- Nomenclature of the tourmaline-supergroup minerals. American Mineralogist, 96(5-6), pp.895-913.
- Jiang, S. Y., Palmer, M. R., Mc Donald, A. M., Slack, J. F. and Leitch, C. H. B., 1996- Feruvite from the Sullivan Pb-Zn-Ag deposit, British Columbia. Can. Mineral. 34, 733-740.
- King, R. W., Kerrich, R. W. and Daddar, R., 1988- REE distributions in tourmaline: an INAA technique involving pretreatment by B volatilization. American Mineralogist, 73(3-4), pp.424-431.
- London, D. and Manning, D. A. C., 1995- Chemical variation and significance of tourmaline from Southwest England. Economic geology, 90(3), pp.495-519.
- Manning, D. A. C., 1982- Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapong batholith of peninsular Thailand. Mineralogical Magazine, 45(337), pp.139-147.
- Raith, J. G., Riemer, N., Schöner, N. and Meisel, Th., 2004- Boron metasomatism and behaviour of rare earth elements during formation of tourmaline rocks in the eastern Arunta Inlier, central Australia. Contributions to Mineralogy and Petrology, 147(1), pp.91-109.
- Seedorff, E., Dilles, J. H., Proffett, J. M., Einaudi, M. T., Zurcher, L., Stavast, W. J. A., Johnson, D. A. and Barton, M. D., 2005- Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. Economic Geology 100th ANNIVERSARY VOLUME, p.251-298.
- Sinclair, W. D. and Richardson, J. M., 1992- Quartz-tourmaline orbicules in the seagull batholith, Yukon Territory". Can. Minera. 30 923- 935.
- Slack, J. F., Palmer, M. R., Stevens, B. P. J. and Barnes, R. G., 1993- Origin and significance of tourmaline- rich rocks in the Broken Hill district, Australian. Economic Geology, 88 (3), 505-541.
- Trumbull, R. B. and Chaussidon, M., 1999- Chemical and boron isotopic composition of magmatic and hydrothermal tourmalines from the Sinceni granite-pegmatite system in Swaziland. Chemical geology, 153(1), pp.125-137.
- Van Hinsberg, V. J., Henry, D. J. and Marschall, H. R., 2011- Tourmaline: an ideal indicator of its host environment. The Canadian Mineralogist, 49(1), pp.1-16.
- Yavuz, F., Karakaya, N., Yıldırım, D. K., Karakaya, M. C. and Kurmal, M., 2014- A Windows program for calculation and classification of tourmaline-supergroup (IMA-2011). Computers and Geosciences, 63, pp.70-87.

Investigation of genesis of tourmalines and behaviour of rare earth elements during formation of tourmalines in the Sherbit area, Northeastern Ahar, East Azarbaijan

M. Eftekhari¹, M. R. Hosseinzadeh² and M. Moayyed²

¹M.Sc., Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

²Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Received: 2017 June 11

Accepted: 2017 September 05

Abstract

The studied area is located in the vicinity of Sherbit village, approximately 28 km to the northeast of Ahar (East Azerbaijan province). Quartz monzonite intrusive body is the host rock of hydrothermal tourmalines in this area. On the basis of their textural features, the tourmalines can be divided into four groups: 1) tourmaline veins, 2) massive tourmalines (quartz-tourmaline), 3) pore space filling tourmalines, and 4) tourmaline-breccia. Based on the petrographic studies and electron microprobe analysis, tourmalines of the Sherbit area include schorl-dravite types with more tendency towards dravite composition and are classified in alkaline group. Characteristics such as high Mg/Fe ratios, low Al amounts, fine scale zoning, content of fluorine, tendency towards outer side of alkali depletion- and de-protonation, and lack of negative correlation between Fe and Mg, are indicators of formation of the tourmalines in a hydrothermal condition. The trend of rare earth elements in tourmalines shows a very similar pattern to the quartz monzonite samples (host rock), in which a pattern of the depletion in HREEs relative to LREEs is visible. It can be concluded that REE concentrations and their patterns in different studied tourmaline rocks are substantially controlled by the host rock, with a minor role played by the boron-bearing hydrothermal fluids causing boron metasomatism.

Keywords: Sherbit, Ahar, Quartz- Monzonite, Quartz-Tourmaline, Hydrothermal Alteration, Geochemical, Rare Earth Elements

For Persian Version see pages 67 to 74

*Corresponding author: M. R. Hosseinzadeh; E-mail: Mr-Hosseinzadeh@tabrizu.ac.ir

Archive of SID