

Tourmalinization in the Astaneh granitoids (south west Arak)

Z. Tahmasbi^{1*}, A. Ahmadi Khalaji², M. Rajaeieh³

1- Department of Mining, Faculty of Engineering, University of Lorestan, Lorestan, Iran

2- Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Lorestan, Khorramabad, Iran

3- Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

(Received: 25/12/2008, in revised form: 6/4/2009)

Abstract: The studied area is a small portion of Sanandaj – Sirjan zone. Metasomatism at the contact of intrusive body studied and penetration of Al-rich rocks caused tourmalinization to stratiform tourmalinite in pelitic hornfels. In addition, hydrothermal fluids crystallized tourmaline nodules in monzogranite surface. The Fe/ (Fe + Mg) ratio in varied between 0.4-0.76 in stratiform tourmaline and 0.83-0.96 in tourmaline nodules respectively. The tourmaline composition is schorlite- dravite. Chemical zoning in this mineral show that system is open and crystallization is unequilibrium. The flat trace end rare earth elements imply to mobility of LREE induced to alteration that this phenomena occur to increasing HREE/ LREE in this type tourmalines.

Keywords: *Astaneh, microprobe, metasomatism, Sanandaj- Sirjan zone, tourmaline.*

* Corresponding author, Tel.: +98 (0661) 3349083, Fax:+98 (0661) 6200005, E-mail: Zahra_tak@yahoo.com



تورمالین زائی در توده گرانیتوئیدی آستانه (جنوب غرب اراک)

زهرا طهماسبی^{۱*}، احمد احمدی خلجی^۲، مریم رجاییه^۳

۱- دانشگاه لرستان، دانشکده فنی و مهندسی، گروه معدن

۲- دانشگاه لرستان، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی

۳- دانشگاه اصفهان، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی

(دریافت مقاله: ۸۷/۹/۵، نسخه نهایی: ۸۸/۱/۱۸)

چکیده: منطقه مورد بررسی بخشی کوچکی از زون سنندج - سیرجان محسوب می‌شود. دگرنهادی زیر منطقه در مرز توده گرانیتوئیدی آستانه و تأثیر آن بر سنگ‌های غنی از آلومینیم باعث تورمالین‌زائی به صورت تورمالینیت‌های لایه‌ای در هورنفلس‌های پلیتی شده است. علاوه بر آن شاره‌های مراحل انتهایی ماگما، تورمالین را به صورت گرهک روی سطح مونوزوگرانیت‌ها متبلور ساخته است. نسبت $Fe/(Fe+Mg)$ در تورمالین‌های نواری بین ۰/۷۶ - ۰/۴ و در گرهک‌ها ۰/۹۶ - ۰/۸۳ متغیر است. ترکیب تورمالین‌ها از نوع شورلیت - دراویت است. منطقه‌بندی شیمیایی در این کانی نشانگر شرایط عدم تعادل حین تبلور و سیستم باز است. عناصر کمیاب در تورمالین‌های لایه‌ای به خاستگاه ته نشستی تورمالین اشاره دارد. مسطح بودن الگوی عناصر نادر خاکی در گرهک‌های تورمالین‌دار دلالت بر تحرک عناصر نادر خاکی سبک در نتیجه دگرسانی دارد که این باعث افزایش ناچیز HREE/LREE در این تورمالین‌ها شده است.

واژه‌های کلیدی: آستانه، تجزیه نقطه‌ای، دگرنهادی، زون سنندج-سیرجان، تورمالین.

مقدمه

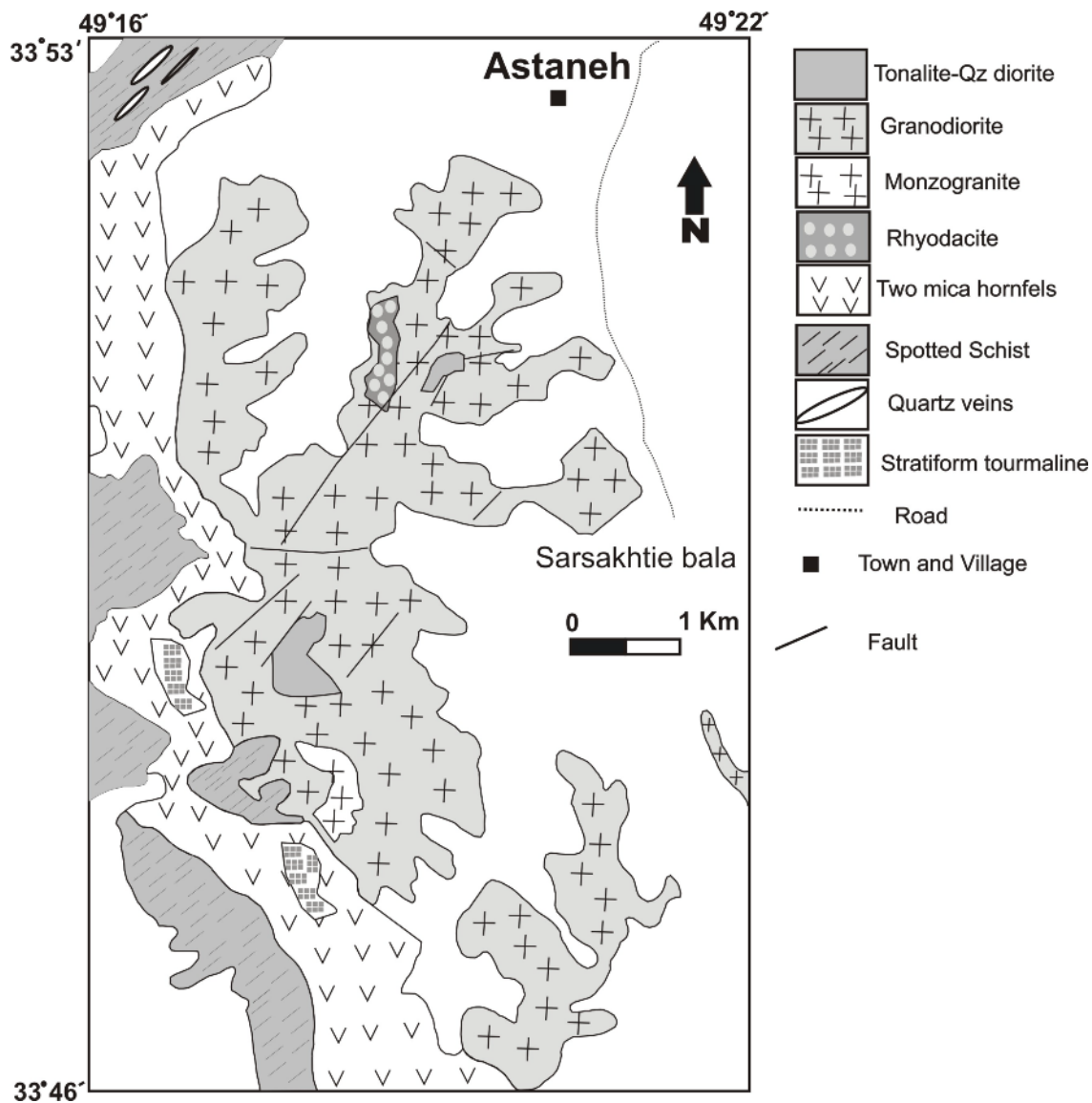
است [۲] و عنصر بور به عنوان یک عنصر متحرک طی پدیده‌های دگرگونی در نظر گرفته می‌شود [۷، ۸] که می‌تواند از سنگ مادر خود در اثر پدیده‌های آگیری و آزدایی با افزایش درجه دگرگونی آزاد شود [۹]. هدف از ارائه این مقاله بررسی سنگ‌شناختی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی تورمالین و شرایط تشکیل آن در منطقه مورد بررسی است.

زمین شناسی عمومی

منطقه مورد بررسی در بخش شمال غربی نوار سنندج - سیرجان و در جنوب غرب شهرستان اراک قرار گرفته است. توده گرانیتوئیدی آستانه در شیل‌ها و ماسه سنگ‌های وابسته به ژوراسیک نفوذ کرده است و باعث دگرگونی این ته نشست‌ها در حد رخساره آلپیت- اپیدوت هورنفلس و در نواحی محدودی در حد رخساره هورنبلند- هورنفلس شده است (شکل ۱) [۱۰].

با اینکه تورمالین به عنوان کانی فرعی در انواع سنگ‌های آذرین، ته نشستی و دگرگونی دیده می‌شود [۱، ۲] ولی وجود آن در سنگ‌های گرانیتی و آپلیت‌های وابسته به آن‌ها، پگماتیت‌ها، اسکارن‌ها و نهشته‌های گرمابی متداول تر است. این کانی در بررسی‌های سنگ‌شناسی به علت پایداری در طیف گسترده‌ای از دما و فشار و نیز مقاوم بودن در برابر هوازدگی مورد استفاده قرار می‌گیرد [۳]. تورمالین حمل کننده اصلی بور در سنگ‌های پوسته‌ای است که در اثر واکنش‌های شاره‌های ماگمایی - گرمابی غنی از بور در محیط‌های گرانیتی با سنگ میزبان تشکیل می‌شود. برای سنگ‌های دگرگون شده لایه‌ای غنی از تورمالین (بیش از ۱۵٪ حجمی) واژه تورمالینیت را به کار می‌برند [۴ - ۶]. تورمالین در تمام درجات دگرگونی پایدار

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۸۳۴۹۰۸۳ (۰۶۶۱) ۹۸+، نمابر: ۰۵۶۲۰۰۰۵ (۰۶۶۱) ۹۸+، پست الکترونیکی: Zahra_tak@yahoo.com



شکل ۱ نقشه ساده شده ۱:۱۰۰۰۰۰ از زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی [۱۰].

بررسی دقیق سنگ‌شناختی از این سنگ‌ها با میکروسکوپ قطب‌بنده صورت گرفت. تورمالین‌های مورد بررسی با استفاده از دستگاه ریز پردازش دانشگاه هلوا (Huelva) (اسپانیا) توسط نگارنده اول آنالیز شدند (جدول ۱). دستیابی به فرمول ساختاری این کانی‌ها با استفاده از ۳۱ آنیون (OH, O) انجام شد، و کل آهن به صورت دو ظرفیتی فرض شده است. برای بررسی عناصر فرعی تورمالین‌ها، این کانی با دستگاه ICP-MS در آزمایشگاه یاد شده نیز آنالیز شدند (جدول ۲). برای آنالیز نقطه‌ای، مقاطع نازک با براده‌الماس ۶، ۳ و یک میکرون صیقل داده شد و سپس با دستگاه ابر ریز پردازنده JXA-

سنگ‌های این توده به ترتیب فراوانی شامل گرانودیوریت، کوارتزیدیوریت و مونزوگرانیت است. علاوه بر سنگ‌های یاد شده، در شمال غربی منطقه نیز توده آپوفیزمانندی به مساحت ۳ کیلومتر مربع با ترکیب سنگ‌شناسی ریوداسیتی وجود دارد. بر اساس شواهد سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی، توده گرانیتوئیدی آستانه و ریوداسیت‌های وابسته به آن از ذوب پوسته تحتانی (آمفیبولیت + ته نشست‌ها) حاصل شده‌اند [۱۱].

روش بررسی

پس از نمونه برداری از سنگ‌های حاوی تورمالین، از این کانی در گرهک‌ها و مجموعه‌های نواری، مقاطع نازک تهیه شدند و

سدیم، ولستونیت برای کلسیم، فلدسپار قلیایی برای پتاسیم و آلومینیم، انستاتیت برای منیزیم، فایالیت برای آهن و منگنز و آپاتیت برای فسفر مورد استفاده قرار گرفتند.

8200 Super Probe آنالیز شدند. ولتاژ شتاب دهنده دستگاه ضمن آنالیز ۱۵KeV کیلو الکترون ولت و شدت جریان ۵nA نانو آمپر بوده است. استانداردهای ژادئیت سیلیکاتی برای

جدول ۱ آنالیز ریز پردازشی از تورمالین های نواری و گرهک های تورمالین.

Elements	تورمالین نواری					ندول های تورمالین دار						
SiO2	۳۵/۸	۳۶/۲۵	۳۶/۲۶	۳۸/۵۵	۳۷/۵۴	۳۵/۹۲	۳۶/۳۲	۳۷/۲۶	۳۵/۷	۳۶/۰۲	۳۷/۳۵	۳۷/۱۲
TiO2	۰/۱۷	۰/۳۶	۰/۱	۰/۰۱	۰/۶۶	۰/۲۲	۰/۱۸	۰/۱۱	۰/۲۴	۱/۵۶	۰/۷۶	۰/۸۸
Al2O3	۳۴/۹۴	۳۴/۸۱	۳۶/۵۶	۳۶/۲۲	۳۴/۵۶	۳۴/۴۴	۳۴/۱۹	۳۱/۵۵	۳۲/۵	۳۱/۲۷	۳۳/۵۶	۳۴/۱۶
Cr2O3	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰	۰	۰	۰	۰
FeO	۱۱/۵۲	۱۰/۰۳	۹/۲۳	۹/۲۳	۸/۵۲	۷/۰۴	۹/۴۴	۷/۷۴	۱۴/۴	۸/۱۲	۶/۰۳	۶/۱۱
MgO	۲/۰۵	۲/۰۳	۴/۳۶	۳/۷۵	۴/۲۳	۵/۶۵	۴/۱۵	۴/۳۸	۶/۶۶	۴/۸۶	۵/۴۲	۵/۵۵
CaO	۰/۰۳	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۶۵	۱/۳۷	۰/۰۲	۰/۶۴	۰/۱۷	۰/۷۸	۰/۶۵	۰/۶۵
MnO	۰/۱۶	۰/۱۲	۰/۴۵	۰/۴۵	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۱	۰	۰/۱۴	۰/۰۸	۰/۰۳	۰/۰۳
ZnO	۰/۱۴	۰/۰۷	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۳۶	۰/۴۴	۰/۱۹	۰	۰	۰	۰	۰
Na2O	۱/۶۵	۱/۵۷	۲/۴۷	۲/۴۴	۲/۲۱	۱/۲۳	۱/۴۱	۳/۱۲	۱/۹۹	۲/۴۹	۲/۸۲	۱/۶۷
K2O	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۳
H2O*	۳/۴۵	۳/۵۸	۳/۴۳	۳/۵۵	۳/۵۴	۳/۴۵	۳/۶۴	۳/۶۵	۳/۵۸	۳/۶۳	۳/۷۶	۳/۷۴
B2O3*	۱۰/۵۵	۱۰/۶۴	۱۰/۶۷	۱۱/۰۰	۱۰/۹۹	۱۰/۷۱	۱۰/۵۸	۱۰/۶۱	۱۰/۳۶	۱۰/۵۳	۱۰/۸۹	۱۰/۸۴
O=F	۰/۱۶	۰/۰۸	۰/۵۲	۰/۵۲	۰/۵۲	۰/۵۲	۰/۵۲	۰/۵۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Total*	۱۰۰/۶۲	۱۰۰/۷۷	۱۰۰/۶۳	۱۰۰/۲۳	۱۰۰/۲۳	۱۰۰/۴۵	۹۹/۴۲	۹۸/۵۴	۱۰۰/۱۳	۱۰۰/۰۷	۹۹/۶۸	۹۹/۷۵
Si	۵/۹۰	۵/۹۲	۵/۹۰	۶/۰۹	۵/۹۲	۵/۸۳	۵/۹۷	۶/۱۰	۵/۹۹	۵/۹۵	۵/۹۶	۵/۹۵
Al	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۱۷	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۵
B	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰
Al(Z)	۶/۰۰	۶/۰۰	۶/۰۰	۶/۰۰	۶/۰۰	۶/۰۰	۶/۰۰	۶/۰۰	۶/۰۰	۶/۰۰	۶/۰۰	۶/۰۰
Al(Y)	۰/۷۸	۰/۷۰	۱/۰۲	۰/۷۵	۰/۴۴	۰/۵۹	۰/۶۲	۰/۰۹	۰/۴۲	۰/۰۸	۰/۳۱	۰/۴۶
Ti	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۱۹	۰/۰۹	۰/۱۱
Al	۶/۷۸	۶/۷۰	۷/۰۲	۶/۷۵	۶/۴۴	۶/۵۹	۶/۶۲	۶/۰۹	۶/۴۲	۶/۰۸	۶/۳۱	۶/۴۶
Fe2+	۱/۵۹	۱/۳۷	۱/۲۶	۱/۲۲	۱/۱۳	۱/۹۶	۱/۳۰	۱/۰۶	۲/۰۲	۱/۱۲	۱/۸۰	۱/۸۲
Mg	۰/۵۰	۰/۷۴	۰/۹۸	۱/۸۲	۱/۰۰	۱/۳۷	۱/۰۲	۱/۰۷	۰/۳۴	۱/۳۴	۱/۲۹	۱/۳۳
Mn	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
Zn	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Li*	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۶۹	۰/۹۲	۰/۳۷	۰/۱۷	۰/۰۵	۰/۷۶	۰/۱۸	۰/۴۵	۰/۵۳	۰/۳۳
Ytotal	۳/۰۹	۳/۰۷	۴/۰۳	۴/۷۷	۳/۰۲	۳/۱۲	۳/۰۱	۳/۰۰	۳/۰۱	۳/۲۰	۳/۰۴	۳/۰۵
Ca	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۱۱	۰/۲۴	۰/۰۰	۰/۱۱	۰/۰۳	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۱۱
Na	۰/۵۳	۰/۵۰	۰/۷۸	۰/۷۵	۰/۶۸	۰/۳۹	۰/۴۵	۰/۹۹	۰/۶۵	۰/۸۰	۰/۸۷	۰/۵۲
K	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
B	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰
T+Z+Y	۱۵/۰۰	۱۵/۰۰	۱۵/۰۰	۱۵/۰۹	۱۵/۰۰	۱۵/۰۰	۱۵/۰۰	۱۵/۱۰	۱۵/۰۰	۱۵/۰۰	۱۵/۰۰	۱۵/۰۰
Ideal T+Z+Y	۱۵/۰۰	۱۵/۰۰	۱۵/۰۰	۱۵/۰۰	۱۵/۰۰	۱۵/۰۰	۱۵/۰۰	۱۵/۰۰	۱۵/۰۰	۱۵/۰۰	۱۵/۰۰	۱۵/۰۰
Mg/Mg+Fe	۰/۴۷	۰/۳۵	۰/۴۲	۰/۶۰	۰/۴۷	۰/۵۹	۰/۴۴	۰/۵۰	۰/۳۸	۰/۵۴	۰/۶۲	۰/۶۲
Xsite	۰/۵۴	۰/۵۳	۰/۸۱	۰/۷۹	۰/۷۹	۰/۶۳	۰/۴۵	۱/۱۲	۰/۶۹	۰/۹۴	۱/۰۰	۰/۶۴
X-vac	۰/۴۶	۰/۴۷	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۳۷	۰/۵۵	۰/۴۵	۰/۳۱	۰/۲۸	۰/۳۴	۰/۳۶
Na+K	۰/۵۳	۰/۵۰	۰/۷۹	۰/۷۶	۰/۶۸	۰/۴۰	۰/۴۵	۱/۰۰	۰/۶۶	۰/۸۰	۰/۸۸	۰/۵۲
X-vac+Na	۰/۴۷	۰/۴۹	۰/۲۰	۰/۲۲	۰/۲۳	۰/۴۹	۰/۵۵	۰/۳۸	۰/۳۳	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۴۱
R2*	۲/۸۲	۲/۸۱	۲/۶۳	۲/۹۵	۲/۶۱	۲/۷۸	۲/۹۳	۲/۹۳	۲/۸۳	۲/۷۶	۲/۵۰	۲/۷۰
Al(Y)	۰/۷۸	۰/۷۰	۱/۰۲	۰/۷۵	۰/۴۴	۰/۵۹	۰/۶۲	۰/۶۷	۰/۴۲	۰/۵۵	۰/۳۱	۰/۴۶
R2	۰/۷۱	۰/۶۹	۰/۹۴	۰/۸۴	۰/۴۸	۰/۴۵	۰/۶۱	۰/۲۱	۰/۴۵	۰/۲۹	۰/۴۰	۰/۵۵
Fe/Fe+Mg	۰/۷۶	۰/۶۵	۰/۵۶	۰/۴۰	۰/۵۳	۰/۴۱	۰/۹۱	۰/۹۴	۰/۸۶	۰/۸۳	۰/۸۴	۰/۹۶

جدول ۲ آنالیز عناصر کمیاب به روش ICP-MS از تورمالین‌های لایه‌ای و گرهک‌های تورمالین.

Elements	تورمالین نواری		ندول های تورمالین	
V	۱۰۱/۹۷	۱۱۷/۰۱	۲/۲۱	—
Cr	۱۲۵/۹۱	۲۳۹/۴۲	۳/۴۹	—
Ni	۳۲/۸۵	۳۵/۴۲	۹/۰۷	۲/۸
Cu	۵/۰۶	۱۶/۲۶	۵/۹۳	۱۵/۹۳
Zn	۴۳/۵۲	۲۵/۳۶	۱۰۰/۳۵	۴۷۷/۱۴
Ga	۲۷/۲۵	۱۶/۵۹	۲۳/۶	۴۶
Rb	۷۱/۳۲	۴/۲۵	۸۱/۵	۴۶۴/۲۴
Sr	۲۵/۷۶	۴۹/۱۱	۲۲/۰۱	۲۹/۷۷
Y	۱۲/۸۰	۱۰/۴۵	۳۳/۸۴	۱۶/۳۹
Zr	۱۹/۷۵	۱۹/۰۵	۱۰۳/۳۳	۲۴/۲۶
Nb	۱۵/۴۰	۱۲/۴۴	۲/۹۶	۱/۸۹
Ba	۳۱۵/۳۷	۱۴/۵۴	۳۲/۸۷	—
La	۴۴/۷۸	۴۱/۸۸	۱۷/۸	۲/۴۲
Ce	۸۱/۹۲	۷۹/۹۹	۳۹/۶۶	۴/۳۲
Pr	۱۱/۲۱	۱۰/۷۲	۴/۸۹	۰/۶۹
Nd	۳۵/۵۹	۳۴/۸۴	۱۶/۴	۱/۴۴
Sm	۶/۴۲	۶/۶۷	۴/۲۶	۰/۳۷
Eu	۱/۲۷	۱/۰۶	۰/۳۱	۰/۰۷
Gd	۵/۰۵	۴/۸۰	۴/۴۹	۰/۴۸
Tb	۰/۷۶	۰/۷۲	۰/۶۶	۰/۸۷
Dy	۳/۱۵	۲/۸۴	۵/۸	۰/۳۹
Ho	۰/۶۹	۰/۵۵	۱/۰۹	۰/۱
Er	۱/۶۶	۱/۳۳	۳/۳۱	۰/۲۹
Tm	۰/۲۵	۰/۲۰	۰/۳۷	۰/۴۴
Yb	۱/۴۲	۱/۲۱	۲/۳۴	۲/۱۶
Lu	۰/۲۲	۰/۲۰	۰/۳۴	۰/۲۷
Ta	۱/۵۵	۱/۱۶	۰/۵۶	۰/۴۵
Sum REE	۱۹۴/۴۰	۱۸۷/۰۲	۱۰۱/۷۲	۱۲/۳۱
(La/Sm)n	۴/۳۲	۳/۸۸	۲/۵۸۶	۴/۰۴۸
(La/Yb)n	۲۱/۲۰	۲۳/۲۳	۵/۱۰۲	۰/۹۶۲

توصیف صحرایی و سنگ‌شناختی تورمالین‌ها

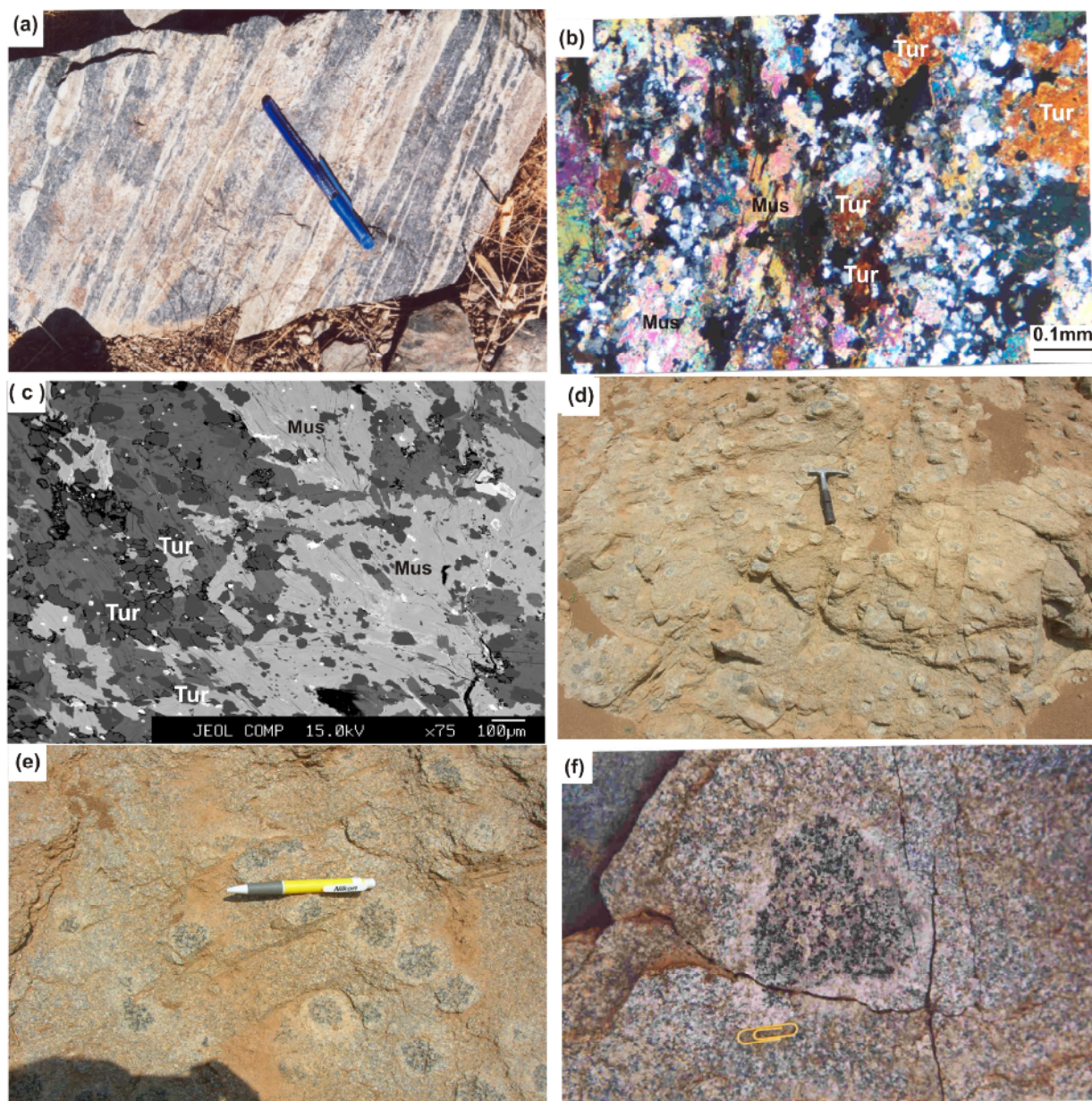
کانی تورمالین در منطقه مورد بررسی به دو صورت دیده می‌شود:

۱- تورمالین‌های لایه‌ای: این تورمالینیت‌ها درون هورنفلس‌ها و در مرز گرانیتوئیدها با سنگ‌های میزبان رخنمون دارند. این سنگ‌ها در نمونه دستی ریز دانه و به صورت تناوبی از لایه‌های میکا-کوارتز و تورمالین (ضخامت هر لایه حدود ۲ سانتی متر) دیده می‌شوند (شکل ۲a). تورمالین در مقاطع نازک این سنگ-

ها، به صورت نوارهای قهوه‌ای و با چندرنگی قهوه‌ای سبز دیده می‌شوند. کانی‌های همراه با تورمالین در سنگ‌های یاد شده بیوتیت، مسکویت و کوارتزند. بافت این سنگ‌ها گرانوبلاستیک و سمتگیری یافته آن‌ها شامل تناوبی از لایه‌های سرشار از مسکویت + کوارتز و بیوتیت + تورمالین‌ند (شکل c, 2b). از ویژگی‌های بارز این تورمالین‌ها داشتن نفوذی‌هایی از کوارتز است که ممکن است ناشی از رشد سریع و همزمان با زمین ساختی باشد [۱۲، ۱۳].

گرهک‌ها قرارگیری آن‌ها در یک مسیر مستقیم و شبیه دانه‌های تسبیح است (شکل ۲d, e). قطر گرهک‌ها از ۲۰ میلی‌متر در هسته تیره تا حدود ۴۰ میلی‌متر در بخش روشن متغیر است (شکل ۲f). در مقاطع نازک، هسته این تورمالین با رنگ قهوه‌ای مایل به سبز با حاشیه آبی دیده می‌شود. در بخش روشن، بیوتیت یا وجود ندارد یا اندک است. پتاسیم فلدسپار و پلاژیوکلاز سرسیتی شده از کانی‌های غالب این حاشیه است.

۲- گرهک تورمالین‌دار: این گرهک‌ها بر سطح مونوزوگرانیت‌ها دیده می‌شوند و در نمونه دستی دارای دو ترکیب مرکزی تیره و حاشیه روشن‌اند. این تغییر رنگ در نتیجه مبادله‌های یونی بین مرکز و حاشیه گرهک‌های تورمالین به وجود آمده است، و همین پیدایش منجر به پایداری بیشتر مرکز گرهک نسبت به حاشیه آن می‌شود. شکل گرهک‌ها متفاوت است ولی متداول‌ترین آن‌ها کروی یا کره‌واری است. یکی از شکل‌های ظاهری



شکل ۲ تصاویر تورمالین در نمونه دستی، میکروسکوپی و ریزپردازشی. a: تورمالین نواری در هورنفلس‌های منطقه مورد بررسی. b: تصویر میکروسکوپی از تورمالین نواری با لایه‌های غنی از مسکوویت و کوارتز. c: تصویر ریزپردازشی از تورمالین آنالیز شده. d, e: گرهک‌های تورمالین که به صورت دانه‌های تسبیح قرار گرفته‌اند. f: نمای نزدیک از گرهک‌های تورمالین با حاشیه غنی از کوارتز و فلدسپار قلیایی و بارنگ روشن.

شیمی کانی تورمالین

برای تعیین ویژگی‌های ژئوشیمیایی تورمالین‌های منطقه مورد بررسی روی ۱۲ نقطه آنالیز ریز پردازشی صورت گرفت. دستیابی به فرمول ساختاری این کانی‌ها با استفاده از ۳۱ آنیون (O, OH) انجام شده است. میزان H_2O و B_2O_3 برای ایجاد ۴ یون OH و ۳ یون B به روش عنصر سنجی محاسبه شده است (جدول ۱).

فرمول عمومی کانی تورمالین $XY_3Z_6(T_6 O_{18})(BO_3)_3$ است [۱۴، ۱۵] که در آن:

$X = Ca, Na, K, [\square \text{ vacancy}]$

$Y = Li, Mg, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Al, Cr^{3+}, V^{3+}, Fe^{3+}, (Ti^{4+})$

$Z = Mg, Al, Fe^{3+}, V^{3+}, Cr^{3+}$

$T = Si, Al, (B)$

$B = B, [\square \text{ vacancy}]$

$V = OH, O, (F)$

$W = OH, F, O$

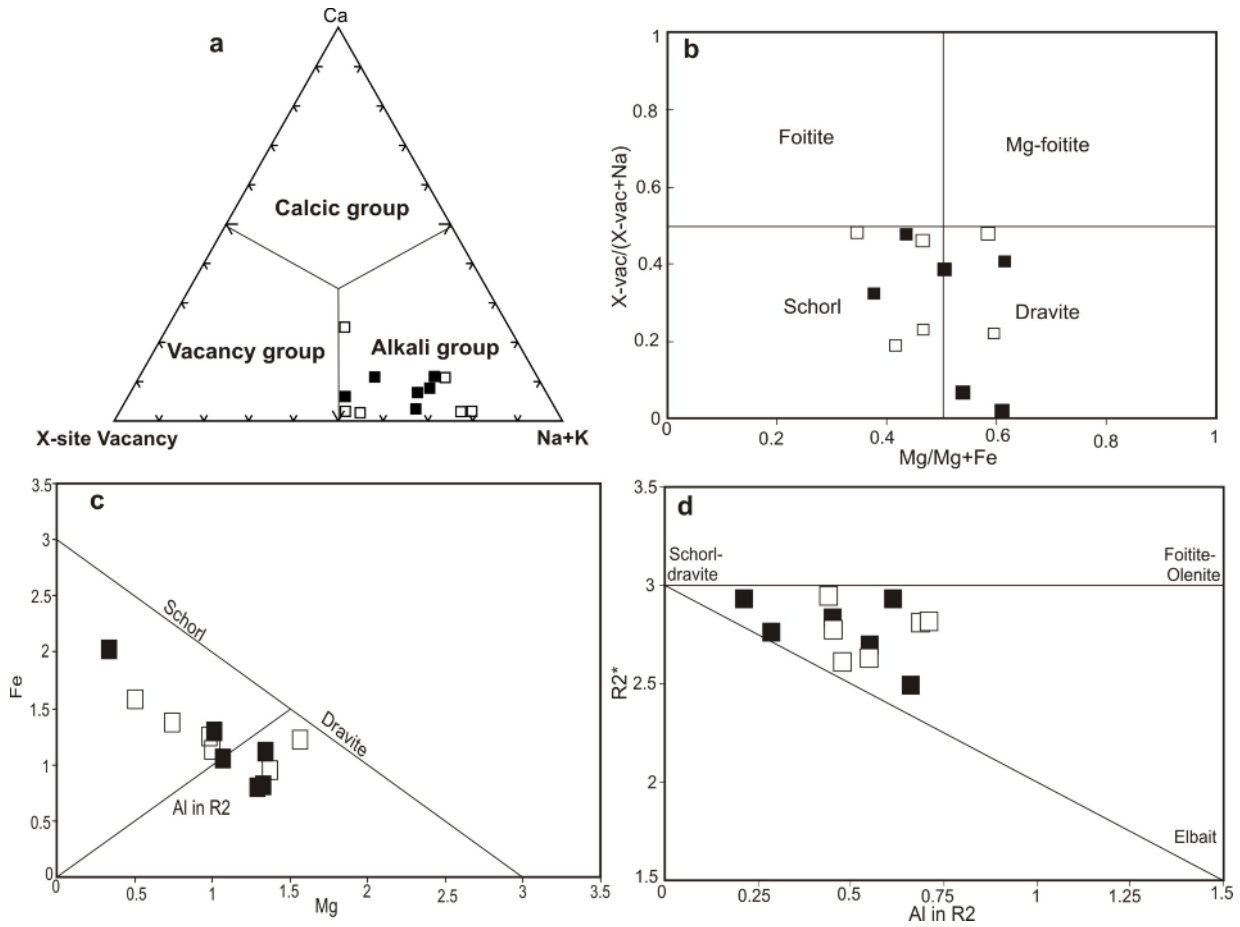
تورمالین‌های مورد بررسی اشباع از Al بوده و بر اساس موقعیت X در این فرمول جزء سری تورمالین‌های قلیایی هستند (شکل ۳a). تفاوت این تورمالین‌ها بیشتر در مقادیر Fe و Mg است به طوری که مقدار $Fe/(Fe+Mg)$ در تورمالین‌های نواری ۰/۷۶-۰/۴ و در گرهک‌های تورمالین ۰/۹۶-۰/۸۳ است. بر اساس نمودار $X-Vac./(X-Vac. + Na)$ نسبت به $Mg/(Mg + Fe)$ (شکل ۳b) و نمودار Fe-Mg-Al و Fe-Mg-Ca (شکل ۵) نشان می‌دهند که این کانی‌ها در گستره ترکیبی شورلیت - دراویت قرار می‌گیرند [۲، ۱۲]. نمودار Fe-Mg-Fe و Fe-Mg-Al نشانگر تغییرات Ca, Mg, Fe در مقدار تقریباً ثابت Ca, Al است. قرارگیری نمونه‌ها در بالای خط شورلیت - دراویت نشان دهنده مقدار ناچیز Fe^{3+} در این تورمالین‌هاست [۲]. مقدار سیلیس در بیشتر نمونه‌ها تقریباً ۶ اتم در فرمول مولکولی است. در نمونه‌های مورد بررسی مقدار Al بالاست. همه آنها دارای ۶ اتم Al در موقعیت Z هستند. در نمودار Mg نسبت به Fe [۱۶] قرارگیری این نمونه‌ها در موقعیت $\Sigma(Fe+Mg) < 3$ بیانگر جانشینی Al در موقعیت Y است (شکل ۳c). در فرمول ساختاری این کانی‌ها $Y < 3$ است که شاید به علت حضور Li در این نمونه‌هاست. ترسیم نمونه‌ها در نمودار Al in R_2 نسبت به R_2^* نشان دهنده جانشینی مقداری آلبائیت است (شکل

۳d). کل کاتیون‌های X در تورمالین‌های لایه‌ای (نواری) بین ۰/۸۱-۰/۵۲ و در گرهک‌های تورمالین ۱/۱۱-۰/۴۵ متغیر است که بیانگر حضور مقداری فضای خالی در موقعیت X است. به طور کلی در این تورمالین‌ها $Ca < 0.2$ است که نشانه مقدار ناچیز اویت در ساختار این کانی است. مقادیر زیاد Al در موقعیت Y به علت جانشینی‌های $(OH)_1$ و $(OH)_1$ Al O Mg و Al Na_1 Mg Na_1 است [۱۷]. در نمودار Na-Ca پراکندگی داده‌های تورمالین نشان می‌دهد که جانشین‌های دیگر مانند $Al Na_1$ Mg Al با اهمیتند و بیانگر تشکیل فضاهای خالی در موقعیت X است [۱۸] (شکل ۴a) و ترسیم نمونه‌ها در نمودار $Ca + Mg^* / Na^* + Al^*$ یک برازش خطی وارون را نشان می‌دهد که درجه کم جانشینی اویت را نشان می‌دهد (شکل ۴b).

این نمونه‌ها در نمودار Fe-Mg-Al و Fe-Mg-Ca [۲] در گستره متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های همزیست با یک فاز اشباع از Al و سنگ‌های کوارتز-تورمالین، متاپسامیت‌ها و متاپلیت-های فقیر از Ca قرار می‌گیرند (شکل ۵).

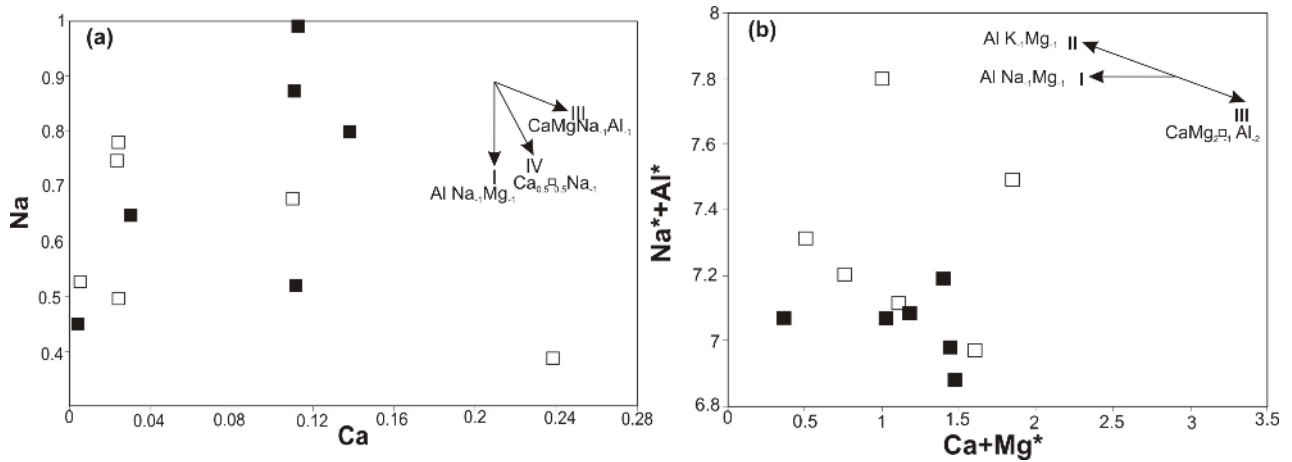
ΣREE در تورمالین‌های نواری ۱۹۴-۱۸۷ و در گرهک‌های تورمالین ۱۰۱-۱۲ است (جدول ۲). بررسی عناصر نادر خاکی نشان می‌دهد تورمالین لایه‌ای دارای الگوی نسبتاً جدایشی با $(La/Sm)N = 3.88-4.31$ و $(La/Yb)N = 2.12-2.32$ هستند در حالی که گرهک‌های تورمالین دار ناپهنجاری منفی در Sm و $(La/Sm)N = 4-2.58$ و $(La/Yb)N = 0.96-5.1$ نشان می‌دهند.

پایین‌تر بودن ΣREE در گرهک‌های تورمالین به سازگار بودن این عناصر ضمن جدایش ماگما توجیه شود که گرماب-های تاخیری که در نهایت گرهک‌های تورمالین را به وجود می‌آورد، از این عناصر تهی می‌شوند [۱۹]. بر اساس [۲۰] ساختار بلوری تورمالین قادر نیست که REE های آزاد شده از فلدسپار و میکا در طول دگرنهادی B را در خود جای دهد لذا این عناصر در گرهک‌ها تهی می‌شوند. در این نمونه‌ها HREE نسبت به LREE غنی شده‌اند (شکل ۶) که این غنی شدگی می‌تواند ناشی از تحرک بیشتر عناصر LREE نسبت به HREE باشد.



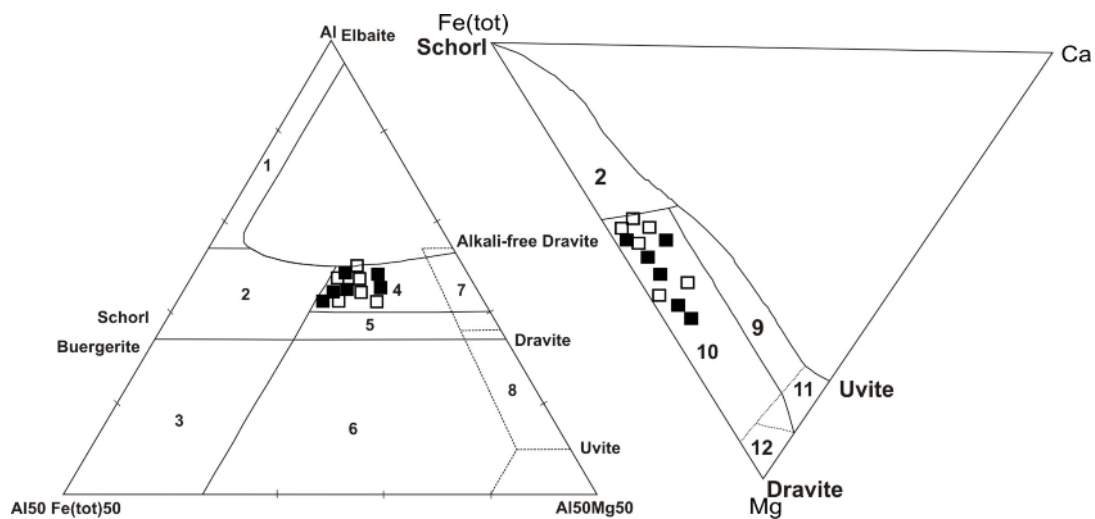
شکل ۳: a: قرار گیری تورمالین‌های منطقه مورد بررسی بر اساس موقعیت X در فرمول تورمالین. b: ترکیب تورمالین در گستره شوریلت - درایت c: نمودار Fe نسبت به Mg نشانگر قرارگیری نمونه‌ها در زیر خط $\sum (Fe+Mg)=3$ [۱۶]. d: نمودار R_2^* نسبت به R_2 نمودار $R_2^* = Fe + Mg + Mn + Al$, $R_2 = Al + 1.33Ti + Si - 12$, Al in R_2

تورمالین‌های نواری □ گرهک‌های تورمالین ■

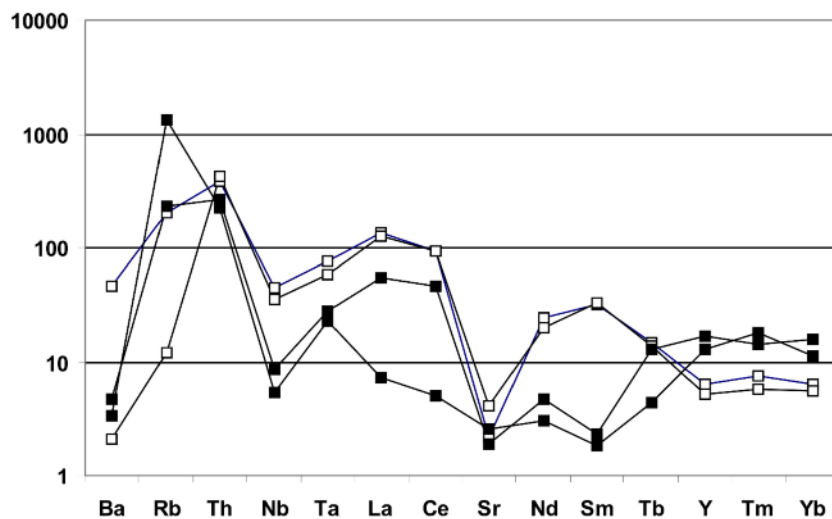


شکل ۴: a: نمودارهایی از نمونه‌های Ca نسبت به Na نشانگر پراکندگی نمونه‌هاست و b: همبستگی وارون $Ca+Mg^*$ نسبت به $Na^* + Al$. علائم مشابه شکل ۳ هستند.

$Mg^* = Mg + Fe + Mn + 2Li - Ti$, $Na^* = Na + K$, $Al^* = Al + Fe^{3+} + 2Ti - Li$



شکل ۵: نمایش تورمالین‌های منطقه مورد بررسی روی نمودارهای سه تایی Al-Fe-Mg و Ca-Fe-Mg [۲].
 ۱: گرانیتوئیدهای غنی از لیتیم، پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آنها؛ ۲: گرانیتوئیدهای فقیر از لیتیم، پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آنها؛ ۳: سنگ‌های کوارتز-تورمالین سرشار از Fe^{3+} ؛ ۴: متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های همزیست با یک فاز اشباع از آلومینیم؛ ۵: متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های ناهمزیست با یک فاز اشباع از آلومینیم؛ ۶: سنگ‌های کالکو سیلیکاته، متاپلیت‌ها و سنگ‌های کوارتز-تورمالین سرشار از Fe^{3+} ؛ ۷: اولترامافیک‌های دگرگون شده با کلسیم پایین و ته‌نشست‌های دگرگون شده غنی از وانادیم و کروم؛ ۸: متاکربنات‌ها و متاپیروکسنیت‌ها؛ ۹: سنگ‌های کالکوسیلیکاته، متاپسامیت‌ها و متاپلیت‌های غنی از Ca؛ ۱۰: سنگ‌های کوارتز-تورمالین، متاپسامیت‌ها و متاپلیت‌های فقیر از Ca؛ ۱۱: متاکربنات‌ها؛ ۱۲: اولترامافیک‌های دگرگون شده. علائم مشابه شکل ۳ هستند.



شکل ۶: روند نمونه‌های منطقه مورد بررسی روی نمودار عنکبوتی [۳۲]. علائم مشابه شکل ۳ است.

بحث و بررسی

شورلیت- دراویت‌اند (شکل ۳). وجود منطقه‌بندی ضعیف در تورمالین‌های نوری و منطقه‌بندی آشکار در گرهم‌های تورمالین‌دار به خاستگاه گرمایی تورمالین اشاره دارد و حاکی از تغییرات ناگهانی دما، فشار و ترکیب شیمیایی شاره و یا شرایط

تورمالین در منطقه مورد بررسی به دو صورت لایه‌ای در هورنفلس‌های جنوب غرب مجاور توده گرانیتوئیدی و به صورت گرهم در مونزوگرنایت‌ها دیده می‌شود که شامل محلول جامد

شاره‌های بین دانه‌ای قرار می‌گیرد. این شاره‌ها با کانی‌های آلومینوسیلیکاتی واکنش داده و تورمالین تشکیل می‌شود. گرهک‌های تورمالین در مونوزوگرانیت‌ها به صورت دانه‌های تسبیح و به دنبال هم به صورت گرهک متبلور شده‌اند. تشکیل چنین ریختی به تبلور شاره‌های ماگمایی مراحل تأخیری که شکستگی‌های سنگ را پر می‌کند، وابسته است [۲۰، ۲۷]. سازوکار مسئول در شکل‌گیری آن‌ها هنوز مشخص نشده است، ولی به نظر می‌رسد به هسته‌زایی مرکزی تورمالین در مرکز شکستگی بستگی دارد. هاله لوکوکراتیک پیرامون گرهک‌ها معمولاً از Fe تهی و از Na, K غنی است. این امر ناشی از مهاجرت عناصر سازگار مانند Na, K با بخارهای حاوی B, F است. واکنش شاره-سنگ منجر به تغییر در شرایط فیزیکی-شیمیایی ماگما و در نهایت ابر اشباع شدن شاره از Fe می‌شود و انتقال Na, K و در نهایت حاشیه روشن در پیرامون مرکز گرهک‌های تورمالین می‌شود.

چنانچه نسبت $FeO^* = FeO/FeO + MgO$ در تورمالین بیشتر از ۰/۸ باشد نشانگر بسته بودن سیستم ماگمایی، عدم دخالت شاره‌ها و آرایش آن‌ها با ته نشست‌های غنی از Al است، ولی اگر این نسبت کمتر از ۰/۶ باشد دلالت بر دگرنهادی بور با ته نشست‌های غنی از Al و بور از یک خاستگاه خارجی است. در مورد تورمالینیت‌های لایه‌ای با توجه به کمتر بودن نسبت بالا از ۰/۶، بور خاستگاه خارجی داشته و دگرنهادی گرماب‌ها با ته نشست‌های غنی از Al میزبان منجر به تشکیل تورمالین‌های لایه‌ای در هورنفلس‌ها شده است [۲۸، ۲۹]. در صورتی که این نسبت در گرهک‌های تورمالین بیش از ۰/۸ است که دلالت بر ریشه‌گیری بور از شاره‌های ماگمایی مراحل تأخیری دارد.

الگوی عناصر نادر خاکی در تورمالینیت‌های نواری روند تقریباً جدایشی را نشان می‌دهند (شکل ۶). معمولاً توزیع عناصر REE در تورمالین به توزیع این عناصر در سنگ‌های میزبان آن بستگی دارد. الگوی نسبتاً جدایشی REE در تورمالین‌های نواری بیانگر خاستگاه نهشتی این کانی‌هاست و خاستگاه مهم عناصر REE سنگ‌های شبه نهشتی بوده‌اند. در حالی که الگوی عناصر نادر خاکی در گرهک‌های تورمالین‌دار روند نسبتاً مسطحی داشته و ناهنجاری منفی در Sm را نشان می‌دهند که حاکی از تأثیر گرماب‌ها بر میزبان مونوزوگرانیتی

تبلور غیرتعادلی سریع تورمالین است که در سیستم‌های باز تشکیل شده‌اند [۱۶].

تورمالینیت‌های لایه‌ای در اثر دگرنهادی ته نشست‌ها به وسیله گرماب‌های غنی از بور ایجاد می‌شوند [۸]. مقدار بالای Al در این تورمالین‌ها در نتیجه تبلور این کانی‌ها در یک محیط غنی از Al است [۲۰]. این سنگ‌ها همچنین می‌توانند در اثر شاره‌های خروجی و یا کلوئیدها [۱، ۲۱]، دیاژنز و دگرگونی ته‌نشست‌های غنی از بور و یا تبخیری‌ها [۱]، عمل دگرنهادی به وسیله شاره‌های غنی از بور ماگمایی و یا دگرگونی حاصل از آن [۲۲] و یا جاننشینی گرماب پیش از دگرگونی ته‌نشست‌های آلومین‌دار و یا آتشفشانی‌ها ایجاد شوند [۱۲].

به علت نبود سنگ‌های تبخیری در منطقه مورد بررسی، خاستگاه تبخیری برای تورمالین‌های لایه‌ای بعید به نظر می‌رسد. همچنین به علت نبود تشکیلات آهن‌دار، نهشته‌های سولفیدی و سنگ‌های لایه‌ای متشکل از کوارتز و گارنت تشکیل این تورمالین‌ها را نمی‌توان به خاستگاه کلوئیدها و شاره‌های خروجی (آبگون‌های سولفیدی و بوردار) نسبت داد.

در عمل زمانی که گرماب‌ها از بور غنی هستند و با سنگ دیواره واکنش می‌دهند تورمالین و یا کانی‌های دیگر بوروسیلیکاته متبلور می‌شوند [۲۳]. زمانی که یک سیستم ماگمایی برای سنگ‌های دیواره آلومین‌دار باز باشد واکنش‌های بین شاره‌ها مراحل تأخیری ماگمایی و سنگ میزبان یک گرادیان شیمیایی-پتانسیلی ایجاد می‌کند که موجب جا به جایی بور از طریق شاره‌ها به سنگ دیواره می‌شود. معمولاً تورمالینیت‌ها شرایط نسبتاً بالای سنگ/شاره تشکیل می‌شوند. ترسیم نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای Al-Fe-Mg و Ca-Fe-Mg [۲] نشان دهنده تشکیل آن‌ها در متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌هاست. ته نشست‌ها ماسه سنگی-پلیتی دارای Na, Mg, Fe, Ca, Al کافی هستند تا از طریق واکنش شاره-های غنی از بور با کانی‌های موجود در این سنگ‌ها تورمالین را تشکیل دهند [۹، ۲۴].

میانگین بور در شیل‌ها ۲۵۰-۷۰ ppm است [۸، ۲۵]. بنابراین به نظر می‌رسد که کانی‌های رسی مهم‌ترین خاستگاه بور در شرایط درجه پایین هستند [۲۶]. با افزایش دما، بور از ته نشست‌های بوردار، رس و کانی‌های رسی آزاد شده و در اختیار

مراجع

- [1] Slack J. F., Herriman N., Barnes R. G., Plimer I. R., "Stratiform tourmalinites in metamorphic terranes and their geologic significance", *Geology* 12 (1984) 713-716.
- [2] Henry D. J., Guidotti C. V., "Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite grade metapelites of NW-Marine", *American Mineralogist* 70 (1985) 1-15.
- [3] Maning D. A. C., "Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapong batholith of peninsular Thailand", *Mineralogical Magazine* 45 (1982) 139-147.
- [4] Nicholson P. M., "The geology and economic significance of the Golden Dyke dome, Northern Territory in Ferguson", J. and Goleby, A. B., (eds), *Uranium in the Pine Creek geosynclines: Vienna, International Atomic Energy Agency* (1980) 319-334.
- [5] Slack J. F., "Tourmaline in Appalachian-Caledonian massive sulfide deposits exploration significance", *Trans. Instn. Min. Metall, (Sect. B: Application of Earth Science* 91(1982) B81-B89.
- [6] Willner A. P., "Tourmalinites from the stratiform peraluminous metamorphic suite of the Central Namaqua Mobile Belt (south Africa)", *Mineralogical Deposites* 27(1992) 304-313.
- [7] Leeman W. P., Sisson V. B., "Geochemistry of boron and its implications for crustal and mantle processes. In Grew ES, Anovitz LM (eds) *Boron. Mineralogy, Petrology and geochemistry*", The Mineralogical Society of America, Washington DC, *Rev. Mineral*, 33(1996) 645-707.
- [8] Seprlich R., Giere R., Frey M., "Evolution of compositional polarity and zoning in tourmaline during prograde metamorphism of sedimentary rocks in the Swiss Central Alps.", *American Mineralogist* 81(1996) 1222-1236.
- [9] Torres-Ruiz J., Pesquera A., Gil Crespo P. P., Velilla N., "Origin and petrogenetic implications of tourmaline-rich rocks in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, southeastern Spain)", *Chemical Geology* 197(2003) 55-86.

[۱۰] سهندی م.، رادفر ج.، حسینی دوست س.ج.، محجل م.، نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شازند، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، برگ شماره ۵۸۵۷ (۱۳۸۵).

آنها دارد. تمرکز REE در گرمابها 10^{-2} تا 10^{-7} برابر پایین‌تر از مقدار این عناصر در سنگ‌هاست [۳۰]. بنابراین نسبت‌های بالای سنگ / شاره مورد نیاز است تا تأثیر چشمگیری در منحنی‌های توزیع REE بگذارد. گرمابها قادرند REE را باهمبافت‌های PO_4^{3-} , Cl^- , F^- , CO_3^{2-} حمل کنند [۳۱].

در تورمالین‌های لایه‌ای به نظر می‌رسد که شاره‌های ماگمایی در اثر نفوذ به سنگ‌های ته‌نشستی و افزایش دمای رس، بور از این سنگ‌ها آزاد شده و دگرنهادی انتخابی بور در راستای لایه‌های پلیتی باعث ایجاد لایه‌های غنی از تورمالین شده است و گرمای ناشی از نفوذ توده در ته‌نشست‌های مجاور سبب تشکیل هورنفلس‌های با دمای پایین در ته‌نشست‌های میزبان شده است.

برداشت

تورمالین در منطقه مورد بررسی به دو صورت لایه‌ای در هورنفلس‌های مجاور توده گرانیتوئیدی و به شکل گرهک در مونوزوگرانیت‌ها تشکیل شده است. ترکیب شیمیایی این کانی شورلیت-دراویت با تمایل به سمت آلبائیت است. تورمالین همراه با لایه‌های غنی از کوارتز و مسکویت در هورنفلس‌ها در اثر دگرنهادی بور بر متابلیت‌ها و ماسه سنگ‌های میزبان، به وجود آمده است در حالی که گرمابها مراحل تأخیری ماگمایی در شکستگی‌های مو مانند منجر به تبلور تورمالین به صورت گرهک بر سطوح مونوزوگرانیت‌ها شده است. شواهد سنگ-شناختی نشان می‌دهد که منطقه‌بندی شیمیایی این کانی نیز ناشی از خاستگاه دگر نهدی و واکنش‌های در سیستم باز بوده است. به این ترتیب شکل لایه‌ای (نواری) تورمالین در تورمالینیت‌ها نتیجه دگرنهادی بور در راستای لایه‌های پلیتی سنگ میزبان و حالت گرهکی ناشی از تمایل گرماب‌های مراحل تأخیری و تشکیل نطفه بلوری در شکستگی‌ها به صورت کروی است. پایین بودن $\sum REE$ در گرهک‌های تورمالین‌دار به وسیله سازگاری این عناصر ضمن جدایش ماگما و ساختار بلوری تورمالین توجیه می‌شود. در گرهک‌های تورمالین دار HREE نسبت به LREE دارای غنی‌شدگی هر چند به صورت جزئی، است که این غنی‌شدگی می‌تواند ناشی از تحرک و جابجایی بیشتر LREE به وسیله گرمابها باشد.

- [23] Plimer I. R., "Tourmalinites associated with Australian Proterozoic submarine exhalative ores, In: Friedrich, G. H., H., Herzig, P. M. (eds), *Base Metal sulfide Deposits in sedimentary and volcanic environments*", Springer-Verlag, Berlin, (1988) 255-283.
- [24] Torres-Ruiz J., Pesquera A., Gil Crespo P. P., Cases J., "Tourmalinites and Sn-Li mineralization in the Valdeflores area (Caceres, Spain)", *Mineralogy and Petrology* 56 (1996) 209-223.
- [25] Morgan G. B., London D., "Alteration of amphibolitic wall rocks around the Tanco rare-element pegmatite, Bernic Lake, Manitoba", *American Mineralogist* 72(1987) 1097-1121.
- [26] Henry D. J., Dutrow B. L., "Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. In: Grew Es, Anovitz LM (eds) *Boron. Mineralogy, Petrology and Geochemistry. The Mineralogical Society of America, Washington*", DC, Rev. Mineralogy 33(1996) 503-557.
- [27] Morgan G. B., London D., "Experimental reactions of amphibolite with boron-bearing aqueous fluids at 200 Mpa: implications for tourmaline stability and partial melting in mafic rocks", *Contribution to Mineralogy Petrology* 102(1989) 281-297.
- [28] Truscott M. G., Shaw D. M., "Boron in chert and Precambrian siliceous iron formation", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48(1984) 2220-2313.
- [29] Samson I. M., Sinclair W. D., "Magmatic hydrothermal fluids and the origin of quartz-tourmaline orbicules in the Seagull batholith, Yukon Territory", *Canadian Mineralogist* 30(1992) 937-954.
- [30] Mc Lennan S. M., "Rare earth elements in sedimentary rocks influence of provenance and sedimentary processes. In: Lipin, B. R., Mc Kay, G. A., (eds) *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements*", The Mineralogical Society of America, Washington, DC, Rev. Mineralogy 21(1989) 169-200.
- [31] Lottermoster B. G., "Rare earth elements and hydrothermal ore processes.", *Ore Geology Review* 7(1992) 25-41.
- [32] Thompson A. B., "Magmatism of the British Tertiary volcanic Province", *Scott. Journal of Geology* 18 (1982) 50-107.
- [۱۱] طهماسبی ز، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی آستانه"، رساله دکتری، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان (۱۳۸۷).
- [12] Slack J. F., Palmer M. R., Stevens B. P. J., Barnes R. G., "Origin significance of tourmaline-rich rocks in the Broken Hill district, Australia", *Economic Geology* 88(1993) 505-541.
- [13] Pesquera A., Velasco F., "Mineralogy, geochemistry and geological significance of tourmaline-rich rocks from the Paleozoic Cinco Villas massif (western Pyrenees, Spain)", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 129 (1997) 53-74.
- [14] Hawthorne F. C., Henry D. J., "Classification of the minerals of the tourmaline group", *European Journal of Mineralogy* 11(1999) 201-215.
- [15] Hawthorne F. C., "Bond-Valence constraints on the chemical composition of tourmaline", *Canadian Mineralogist* 40 (2002) 789-797.
- [16] London D., Maning D. A. C., "Chemical variation and significance of tourmaline from SW England", *Economic Geology* 90 (1995) 495-519.
- [17] 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.
- [18] Pesquera A., Torres-Ruiz J., Gil-Grespo P. P., Velilla N., "Chemistry and genetic implications of tourmaline and Li-F-Cs micas from the Valdeflores area (Caceres, Spain)", *American Mineralogist* 84 (1999) 55-69.
- [19] Barrett T. J., Cattalani S. MacLean W. H., "Volcanic litho-geochemistry and alteration at the Delbridge massive sulphide deposit, Noranda, Quebec", *Journal Geochemical Exploration* 48 (1993) 135-173.
- [20] Rozendaal A., Bruwer L., "Tourmaline nodules: indicators of hydrothermal alteration and Sn-Zn-(W) mineralization in the Cape Granite Suite, South Africa", *Journal of African Earth Sciences* 21 (1) (1995) 141-155.
- [21] Slack J. F., Passchier C. W., Zhang J. S., "Metamorphic tourmalinite formation along basement-cover décollements, orobc Alps, Italy, Schweiz", *Petrogr. Mitting* 76(1996) 193-207.
- [22] Gallagher V., "Coupled substitutions in schorl-dravite tourmaline: New evidence from SE Ireland", *Mineralogical Magazine* 52 (1988) 637-650.