



IRANIAN SOCIETY of
CRYSTALLOGRAPHY
and MINERALOGY

No. 2, 1386/2007 Fall & Winter

IRANIAN JOURNAL of
CRYSTALLOGRAPHY
and MINERALOGY

Mineral chemistry of tourmaline in quartz-tourmaline veins of Nezamabad area (southwestern Astaneh, Markazi Province, Iran)

D. Esmaily¹, M. Hagnazar¹, H. Jahangiri², A. Kosari²

1- Department of Geology, University College of Science, University of Tehran

2- Geological survey of Iran

Email: esmaili@khayam.ut.ac.ir

(Received:22/1/2007, received in revised form:19/5/2007)

Abstract: Nezamabad region is a part of Boroujerd granitoid complex (western Iran) which has been cut by various quartz-tourmaline veins with approximately 0.5 to 2 m thickness. Mineralogical and electron microprobe analyses of the tourmalines in those veins and quartzdioritic host rock show that they are schorl and dravite one in terms of composition (with a general tendency toward dravite end member) and alkaline and calcic type respectively. The $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ ratio of the studied tourmalines are between 0.5 to 0.8, demonstrate that the element-rich fluids have originated from ≤ 1 Km for from the veins. Accruing as vein form and showing optical zoning as well as widely varying compositions, they have also more magnesium than iron, fluorine amount similar to hydrothermal veins and tendency away from alkali- and proton-deficient tourmaline. There fore, it can be concluded that the veins are hydrothermal one and have been formed by dehydration of metamorphosed sedimentary rocks and its mixing with granitic fluids in an open chemical system.

Keywords: *tourmaline, mineralogy, Nezamabad, hydrothermal veins.*



انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

شماره ۲، پاییز و زمستان ۸۶، از صفحه ۳۱۱ تا ۳۲۲

مجله
بلورشناسی
و کانی‌شناسی
ایران

شیمی - کانی‌شناسی تورمالین در رگه‌های کوارتز - تورمالین ناحیه نظام آباد (جنوب غرب آستانه، استان مرکزی)

داریوش اسماعیلی^۱، مستانه حق نظر^۱، حجت‌اله جهانگیری^۲، عبدالله کوثری^۲

۱ - دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

۲ - سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

پست الکترونیکی: esmaili@khayam.ut.ac.ir

(دریافت مقاله ۱۳۸۵/۱۱/۲، دریافت نسخه نهایی ۱۳۸۶/۲/۲۹)

چکیده: منطقه نظام‌آباد بخشی از کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد (غرب ایران) است که به وسیله رگه‌های کوارتز - تورمالین متعددی با ضخامتی در حدود ۰/۵ تا ۲ متر قطع شده است. بر اساس مطالعات کانی‌شناسی و نتایج آنالیزهای ریزگمانه الکترونی، تورمالین این رگه‌ها و سنگ میزبان کوارتزدیوریتی از نوع شورلیت- دراویت با تمایل به سمت دراویت بوده و به ترتیب در گروه تورمالین‌های قلیایی و کلسیک قرار می‌گیرند. تغییرات نسبت $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ تورمالین‌های مورد مطالعه بین ۰/۵ تا ۰/۸ است که نشان‌دهنده موقعیت خاستگاه تغذیه‌کننده این رگه‌ها در فاصله‌ای در حدود ۱ کیلومتری از محل رگه‌هاست. وجود ساختاری با منطقه‌بندی (اپتیکی)، طیف ترکیبی گسترده، مقدار منیزیم بیشتر در مقایسه با آهن، میزان فلورین مشابه رگه‌های گرمابی، تمایل آنها به قرارگیری در گستره دورتر و خارجی بردارهای مربوط به تورمالین‌های ناقص از لحاظ پروتون‌ها و قلیایی‌ها، و رگه‌ای بودن این تورمالین‌ها نشان می‌دهند که رگه‌های یادشده از نوع گرمابی بوده و احتمالاً در اثر آزدایی سنگ‌های تهنشستی دگرگون شده، و اختلاط آنها با آبگون ماگمایی در یک سیستم شیمیایی باز حاصل شده‌است.

واژه‌های کلیدی: تورمالین، کانی‌شناسی، نظام‌آباد، رگه‌های گرمابی.

مقدمه

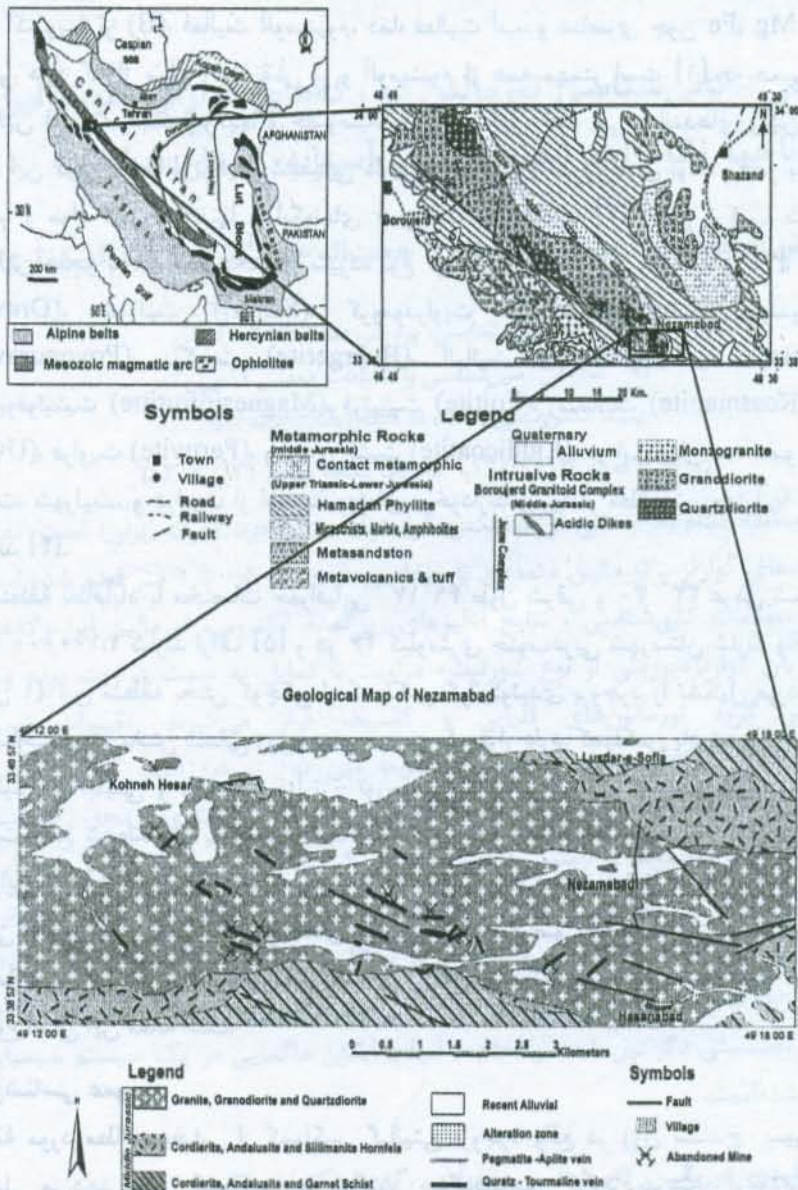
تورمالین مهمترین و معمولترین کانی حاوی B در بیشتر سنگ‌های آذرین و دگرگونی بوده و می‌تواند در قلمرو گسترده‌ای از دما و فشار پایدار باشد. گستره پایداری تورمالین به عواملی چون اکتیویته بُر (B)، فعالیت آلومینیوم، دما، فعالیت آب، و عناصری چون P، F، Mg، Fe بستگی دارد که از میان آنها، نقش بُر و آلومینیوم از همه مهمتر است [۱]. به همین دلیل تورمالین قادر به حفظ ویژگیها و خصوصیات اولیه تشکیل خود طی فرایندهای زمین‌شناسی است. این کانی از لحاظ ترکیب شیمیایی دارای پیچیدگی و تنوع زیادی بوده و قادر به تبادل عناصر و مواد فرار با کانیها و آپگونهای همزیست خود است [۲]. تنوع ترکیب شیمیایی تورمالین منجر به تشخیص حداقل سیزده نوع تورمالین به قرار زیر شده است [۳]: دراویت (Dravite)، شورلیت (Schorl)، کرومودراویت (Chromodravite)، پاونودراویت (Povondravite)، برگریت (Buergerite)، البائیت (Elbaite)، النیت (Olenite)، مگنزوفوئیتیت (Magnesiofoitite)، فوئیتیت (Foitite)، رسمانیت (Rossmanite)، اویت (Uvite)، فراویت (Feruvite)، و لیدی کتیت (Liddicoatite). در این میان سه عضو انتهایی البائیت، شورلیت، و دراویت از اهمیت ویژه‌ای برخوردارند و بیشتر مطالعات روی آنها متمرکز شده‌اند [۴].

منطقه نظام‌آباد با مختصات جغرافیایی $49^{\circ}17'$ طول شرقی و $33^{\circ}40'$ عرض شمالی در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شازند اراک [۵] و در ۴۶ کیلومتری جنوب‌غربی شهرستان شازند واقع است (شکل ۱). این منطقه بخش کوچکی از کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد را تشکیل می‌دهد و از نظر ساختاری در بخش شمالی زون سنندج-سیرجان قرار دارد. کمپلکس یاد شده با دایک‌های پگماتیسی و آپلیتی و رگه‌های کوارتز-تورمالینی مینرالیزه حاوی تنگستن به صورت کانه شلیت قطع شده‌اند. در بررسیهای انجام شده در منطقه نظام‌آباد (به عنوان مثال [۷ و ۸]، کانه‌زایی تنگستن از ابعاد مختلف مورد توجه قرار گرفته است ولی تاکنون هیچ کار علمی دقیقی بر روی شیمی تورمالین رگه‌های کوارتز-تورمالین صورت نگرفته‌است. به همین دلیل مطالعه شیمی-کانی‌شناسی تورمالین در این رگه‌ها به منظور پی بردن به خاستگاه تورمالین، موضوع اصلی این مقاله است.

زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه بخشی از کمپلکس گرانیتی بروجرد واقع در زون سنندج-سیرجان را تشکیل می‌دهد. این کمپلکس با ترکیب سنگ‌شناسی کوارتزدیوریت، گرانودیوریت و مونزوگرانیت با دایک‌های اسیدی، بازیک، حدواسط، و نیز رگه‌های کوارتز-تورمالینی متعدد

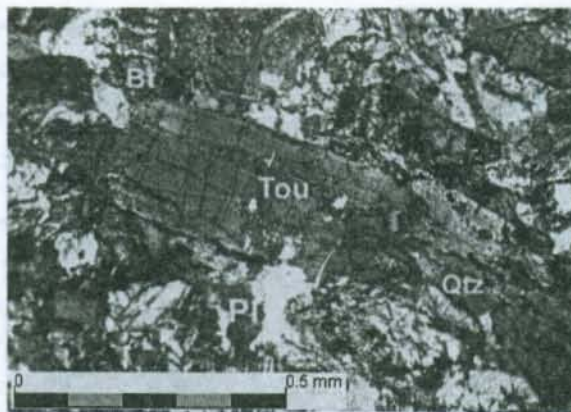
قطع شده است. به اعتقاد احمدی خلجی و همکاران [۹] ماگمای سازنده این توده از نوع آلکالقلیایی و غنی از پتاسیم، متالومین، و تا کمی پرآلومین بوده که در یک محیط زمین ساختی حاصل از فرورانش در زمان ژوراسیک میانی تشکیل شده است.



شکل ۱ موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی ایران [۶] و بروجد [۹] همراه با نقشه زمین‌شناسی منطقه نظام‌آباد.

واحد کوارتز دیوریتی نسبت به واحدهای دیگر دارای برونزد کمتری است، ولی در بخش جنوب شرقی توده که کانه‌زایی‌ها را شامل می‌شود، بیشترین برونزد را داشته و در واقع واحد اصلی سنگ‌شناسی این ناحیه را تشکیل می‌دهد. این سنگ‌ها دارای بافت دانه‌ای تا پورفیروئید بوده و از پلاژیوکلاز، بیوتیت، آلکالی فلدسپار، آمفیبول، کوارتز به مقدار کمتر زیرکن، اسفن، و آپاتیت تشکیل شده است. کانیهای سریسیت، کلریت، اپیدوت، پرنیت، و کلسیت نیز جزء کانیهای دگرسان آن محسوب می‌شوند. همچنین گاهی تورمالین نیز به صورت کانی دگرسان روی پلاژیوکلاز سنگ‌های میزبان رگه‌های کوارتز - تورمالینی و در کنار آنها دیده می‌شود (شکل ۲). واحد گرانودیوریتی بخش گسترده‌ای از توده نفوذی اصلی منطقه بروجرد را تشکیل می‌دهد، ولی در منطقه مورد مطالعه برونزد قابل توجهی ندارد. این سنگ‌ها فاقد آمفیبول و تورمالین بوده و ترکیب کانی‌شناسی آن مشابه واحد قبلی است. واحد مونوزوگرانیته به صورت توده‌های کوچک و مجزا و کم و بیش گرد در بخش جنوبی توده اصلی بروجرد برونزد دارند. سنگ‌های این واحد با بافت پرفیروئید تا گرانولار و گاهی میکروگرافیک، گرانوفیری، و میرمیکیتی دارای ترکیب کانی‌شناسی مشابه واحد گرانودیوریتی بوده و تفاوت اصلی آن در میزان فراوانی کانی‌های سازنده آنها است.

سنگ‌های دگرگونی موجود در منطقه بروجرد شامل سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای از نوع اسلیت و فیلیت و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی می‌شوند. در منطقه نظام آباد، تنها سنگ‌های دگرگونی مجاورتی که حاصل تزریق توده گرانیته بروجرد به درون فیلیت‌ها و اسلیت‌ها که شامل شیست‌های لکه‌دار و هورنفلس‌هاست، برونزد دارند.



شکل ۲ حضور تورمالین در کوارتز دیوریت نزدیک به رگه‌های کوارتز - تورمالین که در اثر دگرسانی ناشی از عملکرد شاره‌های کانه‌زا ایجاد شده است (XPL).

جدول ۱ نتایج آنالیز ریز گانه الکترونی نمونه‌های تورمالین در رگه‌های کوارتز - تورمالینی ناحیه نظام آباد بر حسب درصد وزنی و نسبت کاتیونی.

	سنگ میزبان		تورمالین در رگه های باردار												
	N1	N2	N3	N4	N5	N6	N7	N8	N9	N10	N11	N12	N13	N14	N15
SiO2	۳۶,۸۶	۳۶,۳۴	۳۶,۲۹	۳۶,۳۶	۳۶,۴۵	۳۶,۳۹	۳۶,۴۵	۳۶,۵۹	۳۷,۰۲	۳۶,۵۷	۳۷,۰۸	۳۶,۲۹	۳۶,۵۲	۳۶,۷۵	۳۶,۷۱
TiO2	۰,۵۰	۱,۷۵	۱,۴۵	۰,۵۰	۰,۷۵	۰,۱۰	۰,۱۳	۰,۳۲	۰,۰۰	۰,۲۸	۰,۰۰	۰,۴۲	۰,۱۵	۰,۰۷	۰,۰۰
Al2O3	۲۹,۲۶	۲۷,۶۵	۲۸,۳۰	۳۰,۳	۳۰,۳۵	۳۰,۶۸	۳۱,۰۷	۳۱,۱۷	۳۱,۲۲	۳۱,۶۰	۳۲,۲۳	۳۰,۸۱	۳۱,۳۹	۳۱,۴۴	۳۲,۷۲
Cr2O3	۰,۱۱	۰,۱۴	۰,۰۰	۰,۰۷	۰,۰۹	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۱۰	۰,۰۴	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۶	۰,۰۲	۰,۱۱	۰,۰۰
B2O3	۱,۰۵۶	۱,۰۴۶	۱,۰۴۱	۱,۰۵۲	۱,۰۵۱	۱,۰۴۷	۱,۰۴۷	۱,۰۶۰	۱,۰۵۷	۱,۰۵	۱,۰۵۹	۱,۰۵۱	۱,۰۵۰	۱,۰۵۷	۱,۰۶۴
FeO	۷,۸۰	۱۱,۵۷	۱۱,۲۴	۹,۴۳	۹,۲۷	۹,۰۱	۸,۸۴	۹,۵۰	۷,۹۱	۸,۴۱	۹,۱۷	۹,۱۸	۸,۸۰	۸,۹۲	۸,۱۹
MnO	۰,۰۰	۰,۱۱	۰,۰۰	۰,۰۷	۰,۰۹	۰,۰۸	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۱۱	۰,۰۸	۰,۱۱	۰,۰۷	۰,۰۹	۰,۰۹	۰,۰۴
MgO	۷,۸۹	۶,۱۶	۶,۰۶	۶,۰۹	۶,۲۶	۶,۳۰	۵,۹۰	۶,۰۵	۶,۴۹	۶,۱۷	۵,۱۹	۶,۳۴	۵,۹۳	۵,۹۷	۵,۸۲
CaO	۲,۷۳	۲,۵۰	۱,۵۷	۱,۳۱	۱,۲۵	۱,۳۹	۱,۳۰	۱,۶۷	۱,۲۷	۱,۱۱	۰,۷۱	۱,۳۵	۱,۱۰	۱,۳۱	۱,۲۲
Na2O	۱,۳۵	۱,۴۶	۱,۸۳	۱,۹۷	۱,۷۱	۱,۹۱	۱,۹۴	۱,۷۰	۱,۹۲	۱,۷۱	۱,۹۷	۱,۸۸	۱,۸۴	۱,۸۵	۸,۷
K2O	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۰۶	۰,۰۷	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۵	۰,۰۴
F	۰,۴۶	۰,۱۶	۰,۰۰	۰,۱۸	۰,۱۸	۰,۱۱	۰,۳۴	۰,۰۰	۰,۰۵	۰,۱۸	۰,۳۶	۰,۰۰	۰,۲۲	۰,۰۰	۰,۰۲
H2O	۲,۴۳	۳,۵۳	۳,۵۹	۳,۵۴	۳,۵۴	۳,۵۶	۳,۴۵	۳,۶۶	۳,۶۲	۳,۶۵	۳,۴۸	۳,۶۳	۳,۵۲	۳,۶۵	۳,۶۶
Total	۱۰۰,۹۸	۱۰۰,۸۴	۱۰۰,۷۴	۱۰۰,۷۷	۱۰۰,۶۵	۱۰۰,۰۴	۹۹,۹۵	۱۰۱,۴۳	۱۰۰,۳۰	۱۰۰,۲۶	۱۰۰,۹۰	۱۰۰,۵۶	۱۰۰,۰۹	۱۰۰,۷۸	۱۰۰,۹۳
Si	۶,۰۷	۶,۰۴	۶,۰۶	۶,۰۱	۶,۰۳	۶,۰۴	۶,۰۵	۶,۰۰	۶,۰۹	۶,۰۲	۶,۰۹	۶,۰۰	۶,۰۴	۶,۰۴	۵,۹۹
Ti	۰,۰۶	۰,۲۲	۰,۱۸	۰,۰۶	۰,۰۹	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۰۰	۰,۰۵	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۰
AlZ	۵,۶۸	۵,۴۲	۵,۵۷	۶,۰۰	۵,۹۲	۶,۰۰	۶,۰۰	۶,۰۰	۶,۰۰	۶,۰۰	۶,۰۰	۶,۰۰	۶,۰۰	۶,۰۰	۶,۰۰
AlY	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۸	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۱۳	۰,۲۳	۰,۰۰	۰,۱۲	۰,۰۹	۰,۲۹
Cr	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۰
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	۳,۰۰	۳,۰۰	۳,۰۰
Fe	۱,۰۷	۱,۶۱	۱,۵۷	۱,۳۰	۱,۲۸	۱,۲۵	۱,۲۳	۱,۳۰	۱,۰۹	۱,۱۶	۱,۲۶	۱,۲۷	۱,۲۲	۱,۲۳	۱,۱۲
Mn	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱
Mg	۱,۹۳	۱,۵۳	۱,۵۱	۱,۵۰	۱,۵۴	۱,۵۶	۱,۴۶	۱,۴۸	۱,۵۹	۱,۵۱	۱,۲۷	۱,۵۶	۱,۴۶	۱,۴۶	۱,۴۲
Ca	۰,۴۸	۰,۴۵	۰,۲۸	۰,۲۱	۰,۲۶	۰,۲۵	۰,۲۳	۰,۲۹	۰,۲۲	۰,۲۰	۰,۱۲	۰,۲۴	۰,۲۰	۰,۲۳	۰,۲۱
Na	۰,۴۳	۰,۴۷	۰,۵۹	۰,۶۳	۰,۵۵	۰,۶۲	۰,۶۲	۰,۵۴	۰,۶۱	۰,۵۵	۰,۶۳	۰,۶۰	۰,۵۹	۰,۵۹	۰,۵۹
K	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱
F	۰,۲۴	۰,۰۸	۰,۰۰	۰,۰۹	۰,۰۹	۰,۰۶	۰,۱۸	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۹	۰,۱۹	۰,۰۰	۰,۱۲	۰,۰۰	۰,۰۱
OH	۳,۷۶	۳,۹۲	۴,۰۰	۳,۹۱	۳,۹۱	۳,۹۴	۳,۸۲	۴,۰۰	۳,۹۸	۳,۹۱	۳,۸۲	۴,۰۰	۳,۸۸	۴,۰۰	۳,۹۹
Total	۲۲,۷۴	۲۲,۷۶	۲۲,۷۷	۲۲,۷۴	۲۲,۶۹	۲۲,۷۵	۲۲,۷۰	۲۲,۷۱	۲۲,۶۹	۲۲,۶۳	۲۲,۶۱	۲۲,۷۵	۲۲,۶۷	۲۲,۶۹	۲۲,۶۴
X- site vac. ¹	۰,۰۸	۰,۰۸	۰,۱۳	۰,۱۶	۰,۱۹	۰,۱۳	۰,۱۴	۰,۱۵	۰,۱۵	۰,۲۵	۰,۲۵	۰,۱۵	۰,۲۱	۰,۱۷	۰,۱۹
Fe# ²	۰,۵۰	۰,۶۵	۰,۶۵	۰,۶۱	۰,۶۰	۰,۵۹	۰,۶۰	۰,۶۱	۰,۵۵	۰,۵۸	۰,۶۴	۰,۵۹	۰,۶۰	۰,۶۰	۰,۵۸

ادامه جدول ۱:

	تورمالین در رگه های عمیق													
	N16	N17	N18	N19	N20	N21	N22	N23	N24	N25	N26	N27	N28	N29
SiO2	۳۶,۷۶	۳۶,۶۵	۳۵,۹۶	۳۶,۸۱	۳۶,۵۶	۳۶,۴۱	۳۷,۰۷	۳۶,۸۴	۳۶,۸۷	۳۶,۰۵	۳۶,۴۱	۳۶,۴۳	۳۶,۸۱	۳۶,۱۳
TiO2	۰,۳۰	۰,۰۴	۰,۳۲	۰,۰۰	۰,۱۶	۰,۳۸	۰,۱۵	۰,۰۵	۰,۰۰	۰,۱۵	۰,۱۶	۰,۱۹	۰,۳۶	۰,۰۱
Al2O3	۳۲,۰۹	۳۱,۱۸	۳۲,۹۷	۳۱,۶۶	۳۲,۱۲	۳۰,۷۴	۳۱,۶۵	۳۲,۴۷	۳۱,۸۶	۳۰,۸۷	۳۲,۱۴	۳۲,۰۸	۲۹,۷۶	۳۱,۶۸
Cr2O3	۰,۰۰	۰,۰۵	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۶	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۱۲	۰,۰۵	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
B2O3	۱,۰۶۲	۱,۰۴۹	۱,۰۳۵	۱,۰۵۹	۱,۰۵۸	۱,۰۴۹	۱,۰۵۷	۱,۰۶۵	۱,۰۵۵	۱,۰۳۴	۱,۰۵۱	۱,۰۳۸	۱,۰۵۵	۱,۰۴۶
FeO	۸,۶۳	۹,۶۶	۱۱,۳۵	۸,۷۱	۸,۳۹	۸,۷۶	۸,۷۸	۹,۹۱	۹,۲۶	۹,۰۵	۹,۶۰	۹,۷۲	۱۱,۲۳	۹,۶۱
MnO	۰,۱۳	۰,۰۰	۰,۲۹	۰,۰۴	۰,۱۵	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۸	۰,۰۰	۰,۰۶	۰,۰۸	۰,۱۴	۰,۰۴
MgO	۵,۷۷	۵,۴۸	۲,۹۵	۶,۰۷	۵,۷۹	۶,۱۶	۵,۵۷	۴,۹۲	۵,۳۸	۵,۶۵	۴,۹۶	۴,۶۸	۵,۷۸	۵,۴۰
CaO	۱,۵۰	۱,۱۶	۰,۶۶	۱,۴۴	۱,۱۶	۱,۶۹	۱,۱۷	۰,۸۵	۰,۷۸	۱,۰۶	۰,۸۱	۰,۸۹	۱,۹۳	۱,۰۴
Na2O	۱,۴۷	۱,۹۴	۱,۸۱	۱,۸۳	۱,۸۸	۱,۷۸	۱,۷۳	۲,۱۶	۲,۰۳	۱,۷۸	۱,۸۷	۱,۷۷	۱,۷۴	۱,۹۲
K2O	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۰
F	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۲۴	۰,۱۴	۰,۱۱	۰,۰۰	۰,۱۴	۰,۱۳	۰,۳۵	۰,۰۴	۰,۰۰	۰,۰۹	۰,۰۰	۰,۰۰
H2O	۳,۶۶	۳,۶۲	۳,۴۹	۳,۵۹	۳,۶۰	۳,۶۲	۳,۵۸	۳,۶۱	۳,۵۳	۳,۵۵	۳,۶۳	۳,۵۷	۳,۶۴	۳,۶۱
Total	۱۰۰,۹۶	۱۰۰,۲۷	۱۰۰,۵۲	۱۰۰,۹۰	۱۰۰,۵۸	۱۰۰,۱۲	۱۰۰,۴۹	۱۰۰,۱۷۵	۱۰۰,۶۴	۹۸,۵۴	۱۰۰,۱۸	۱۰۰,۰۰	۱۰۰,۹۵	۹۹,۹۲
Si	۶,۰۲	۶,۰۷	۵,۹۸	۶,۰۴	۶,۰۱	۶,۰۳	۶,۱۰	۶,۰۱	۶,۰۷	۶,۰۶	۶,۰۲	۶,۰۴	۶,۰۷	۶,۰۱
Ti	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۰۴	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۵	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۵	۰,۰۰
AlZ	۶,۰۰	۶,۰۰	۶,۰۰	۶,۰۰	۶,۰۰	۶,۰۰	۶,۰۰	۶,۰۰	۶,۰۰	۶,۰۰	۶,۰۰	۶,۰۰	۵,۷۸	۶,۰۰
AlY	۰,۱۹	۰,۰۹	۰,۴۴	۰,۱۲	۰,۲۲	۰,۰۰	۰,۱۴	۰,۲۵	۰,۱۸	۰,۱۲	۰,۲۶	۰,۲۷	۰,۰۰	۰,۲۱
Cr	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
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	۳,۰۰	۳,۰۰
Fe	۱,۱۸	۱,۳۴	۱,۵۸	۱,۲۰	۱,۱۵	۱,۲۱	۱,۲۱	۱,۳۵	۱,۲۸	۱,۲۷	۱,۳۳	۱,۳۵	۱,۵۵	۱,۳۴
Mn	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱
Mg	۱,۴۱	۱,۳۵	۰,۷۳	۱,۴۹	۱,۴۲	۱,۵۲	۱,۳۷	۱,۲۰	۱,۳۲	۱,۴۲	۱,۳۲	۱,۱۶	۱,۴۲	۱,۳۴
Ca	۰,۲۶	۰,۲۱	۰,۱۲	۰,۲۵	۰,۲۱	۰,۳۰	۰,۲۱	۰,۱۵	۰,۱۴	۰,۱۹	۰,۱۴	۰,۱۶	۰,۳۴	۰,۱۹
Na	۰,۴۷	۰,۶۲	۰,۵۸	۰,۵۸	۰,۶۰	۰,۵۷	۰,۵۵	۰,۶۸	۰,۶۵	۰,۵۸	۰,۶۰	۰,۵۷	۰,۵۶	۰,۶۳
K	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
F	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۱۳	۰,۰۷	۰,۰۶	۰,۰۰	۰,۰۷	۰,۰۷	۰,۱۳	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۵	۰,۰۰	۰,۰۰
OH	۴,۰۰	۴,۰۰	۴,۸۷	۴,۹۳	۴,۹۴	۴,۰۰	۴,۹۳	۴,۹۳	۴,۸۷	۴,۹۸	۴,۰۰	۴,۹۵	۴,۰۰	۴,۰۰
Total	۲۲,۵۹	۲۲,۶۹	۲۲,۵۱	۲۲,۶۹	۲۲,۶۶	۲۲,۷۱	۲۲,۶۰	۲۲,۶۷	۲۲,۶۶	۲۲,۶۶	۲۲,۶۱	۲۲,۵۸	۲۲,۷۸	۲۲,۷۰
X-site vac.1	۰,۲۶	۰,۱۷	۰,۲۹	۰,۱۶	۰,۱۹	۰,۱۲	۰,۲۳	۰,۱۷	۰,۲۱	۰,۲۳	۰,۲۶	۰,۲۷	۰,۱۰	۰,۱۹
Fe#2	۰,۶۰	۰,۶۴	۰,۷۹	۰,۵۹	۰,۵۹	۰,۵۹	۰,۶۱	۰,۶۷	۰,۶۳	۰,۶۲	۰,۶۶	۰,۶۸	۰,۶۶	۰,۶۴

1- X-Site Vacancy = 1 - (Ca + Na + k)

2- Fe # = FeO / (FeO + MgO)

کانی‌شناسی تورمالین

چنانکه پیش از این گفته شد تورمالین به همراه کوارتز یکی از اجزای مهم گانگ رگه‌های کوارتز - تورمالین را تشکیل می‌دهد و در مقایسه با کوارتز به ندرت ممکن است میزبان کانه شلثیت باشد. این کانی در سنگهای کوارتز دیوریت دگرسان شده نیز گهگاهی دیده می‌شود. تورمالین در نمونه دستی به رنگ سیاه و گاه سیاه مایل به آبی است که در بیشتر موارد ساخت سوزنی و منشوری آن در نمونه دستی نیز قابل مشاهده است.

این کانی در بررسیهای میکروسکوپی دارای اندازه‌های متفاوتی است و حداکثر طول آن به ۱۲ تا ۱۵ میلی‌متر و قطر آن به ۵ تا ۷ میلی‌متر می‌رسد. تورمالین به صورت خود شکل در مقاطع طولی به صورت بلورهای کشیده و سوزنی و در مقاطع عرضی به صورت بلورهای مربعی شکل قابل مشاهده است. شکل‌دار بودن تورمالین می‌تواند دلیلی بر تشکیل آن در مراحل اولیه و پیش از شکل‌گیری کوارتز باشد که وجود سوزنی‌های ریزی از این کانی به صورت نفوذی در کوارتز نیز مؤید آن است. این کانی در نور طبیعی با چند رنگی وارون آبی مشخص و در نور قطبیده با ساختار منطقه‌ای واضح به صورت تغییر رنگ از مرکز به حاشیه دیده می‌شود. به علت وجود چندرنگی واضح در این کانی، دارا بودن ساختار منطقه‌ای در نور طبیعی نیز به صورت تغییر رنگ از قهوه‌ای پررنگ تا کمرنگ در مرکز (شورلیت) به آبی پررنگ در حاشیه (دراویت) قابل مشاهده است. در برخی از نمونه‌ها غلبه با تورمالین‌های آبی رنگ (دراویت) می‌باشد. مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهند که بعضی از تورمالین‌ها دارای شکستگیهای فراوان بوده و کانی‌هایی نظیر کوارتز، اکسیدهای آهن، کلریت، و سایر کانی‌های تیره دیگری در درون این شکستگی‌ها رشد کرده‌اند، در حالیکه گروه دیگری از تورمالین‌ها سالم و بدون شکستگی هستند. تورمالین گاه به صورت نفوذ به درون شلثیت نیز مشاهده می‌شود که می‌تواند بر تقدم تشکیل آن بر شلثیت دلالت کند. در برخی از نمونه‌ها نیز کانی‌های تورمالین در درون شکستگی‌های شلثیت رشد کرده‌اند که می‌تواند نشانه ادامه تشکیل تورمالین پس از تبلور شلثیت و یا به عبارتی تشکیل همزمان این دو کانی در یک گستره زمانی کوتاه باشد.

علاوه بر تورمالین‌های موجود در رگه‌های کوارتز - تورمالینی، در سنگ میزبان کوارتزدیوریتی نیز کانی تورمالین به صورت کانی ثانویه با مقادیر متفاوت قابل مشاهده است. این کانی که حاصل عملکرد و واکنش آبگونیهای کانه‌زا با کوارتزدیوریت‌هاست در نزدیک به رگه‌های کانه‌دار دارای بیشترین مقدار و با فاصله گرفتن از رگه‌ها از مقدار آن کاسته می‌شود. این تورمالین‌ها جانشین کانی‌های پلاژیوکلاز سنگ میزبان شده و بنابراین با توجه به کلسیک بودن این پلاژیوکلازها، تورمالین‌های شکل گرفته حاوی مقدار بیشتری کلسیم‌اند. این مسئله در بررسی شیمی کانیهای تورمالین سنگ میزبان نیز به اثبات رسیده است.

شیمی تورمالین

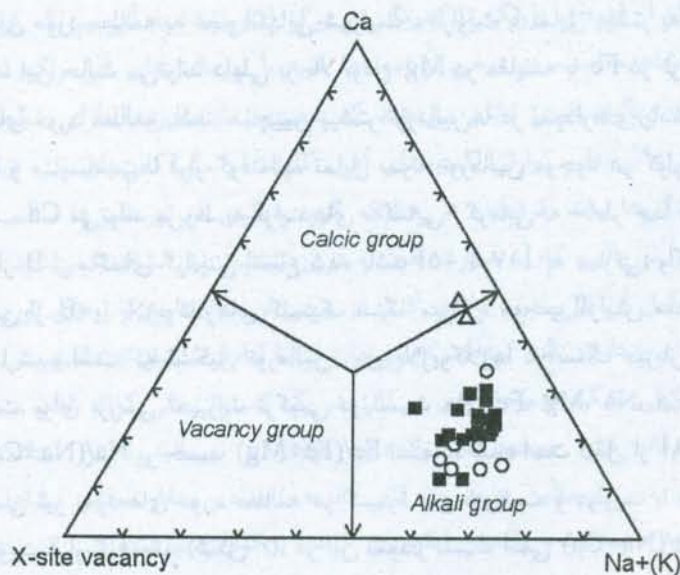
به منظور مطالعه شیمی تورمالین در منطقه مورد مطالعه ۲۹ نقطه از کانی تورمالین رگه‌های کوارتز - تورمالین حاوی شلتیت و بدون شلتیت موجود در کوارتز دیوریت‌ها و تورمالین‌های میزبان کوارتز دیوریتی، آنالیز شدند که نتایج آن در جدول ۱ آورده شده‌اند.

در مرجع [۱۳]، تورمالین‌ها بر اساس مقادیر Ca، Na+(K) و تهیجای x (X-site vacancy) به سه گروه تورمالین‌های کلسیک، قلیایی، و تورمالین‌هایی که موقعیت X آنها خالی است تقسیم‌بندی شده‌اند. ترکیب تورمالین‌های مورد مطالعه روی نمودار مثلثی Ca-X-site vacancy-Na+(K) ارائه شده توسط این پژوهشگران در شکل ۴ دیده می‌شوند. چنانکه ملاحظه می‌شود تورمالین رگه‌های کوارتز - تورمالینی در گستره تورمالین‌های قلیایی قرار می‌گیرند که این می‌تواند نشانگر بالا بودن مقدار Na و K در مقایسه با Ca در موقعیت X و خالی بودن جایگاه یادشده با مقدار میانگین 1.18 apfu^1 باشد، در صورتی که تورمالین سنگ‌های میزبان در گستره تورمالین کلسیک قرار می‌گیرند. همچنین شکل ۵ الف و ب نیز نامگذاری تورمالین‌ها را روی نمودارهای مثلثی Al-Fe(tot)-Mg و Ca-Fe(tot)-Mg نشان می‌دهند که در آنها سنگ خاستگاه تورمالین نیز معرفی شده‌اند [۱۴]. بنابر این نمودارها، تورمالین‌های مورد مطالعه به عضو انتهایی شورلیت - دراویت با تمایل بیشتر به سمت دراویت تعلق دارند. این حالت می‌تواند دلیلی بر بالا بودن Mg در مقایسه با Fe در ترکیب شیمیایی تورمالین‌های مورد مطالعه باشد. همچنین بیشتر تورمالین‌ها در نمودارهای یادشده، در منطقه متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌ها قرار گرفته‌اند. تمایل نمونه تورمالین موجود در کوارتز دیوریت‌ها به سمت قطب Ca می‌تواند مربوط به فرایندهای ماگمایی - گرمایی به خاطر جدا شدن آبگوئهای آبدارغنی از B از ماگمای گرانیتی اشباع شده باشد [۱۵ تا ۱۷]. به عبارتی، واکنش بین شاره کانه‌زا (غنی از B) با پلاژیوکلازهای کلسیک سنگ میزبان، موجب افزایش مقدار Ca در این تورمالین‌ها شده است که تشکیل تورمالین روی پلاژیوکلازها در سنگ میزبان نیز مؤید این فرایند است. برای بررسی تغییرات ترکیبی در نسبت های Fe، Mg، Na، Ca از نمودارهای دوتایی Na/(Na+Ca) بر حسب Fe/(Fe+Mg) استفاده شده است (نقل از [۱۸]). در نمودار مورد بررسی نیز نمونه‌های مورد مطالعه در گستره بین شورلیت و دراویت با تمایل نسبتاً به سمت دراویت قرار گرفته‌اند (شکل ۶). در این نمودار نسبت اتمی Na/(Na+Ca) تقریباً بین ۰/۵ تا ۰/۸ و نسبت اتمی Fe/(Fe+Mg) تقریباً بین ۰/۴ تا ۰/۷ تغییر می‌کند که این می‌تواند

1 - Atom Per Formula Unit

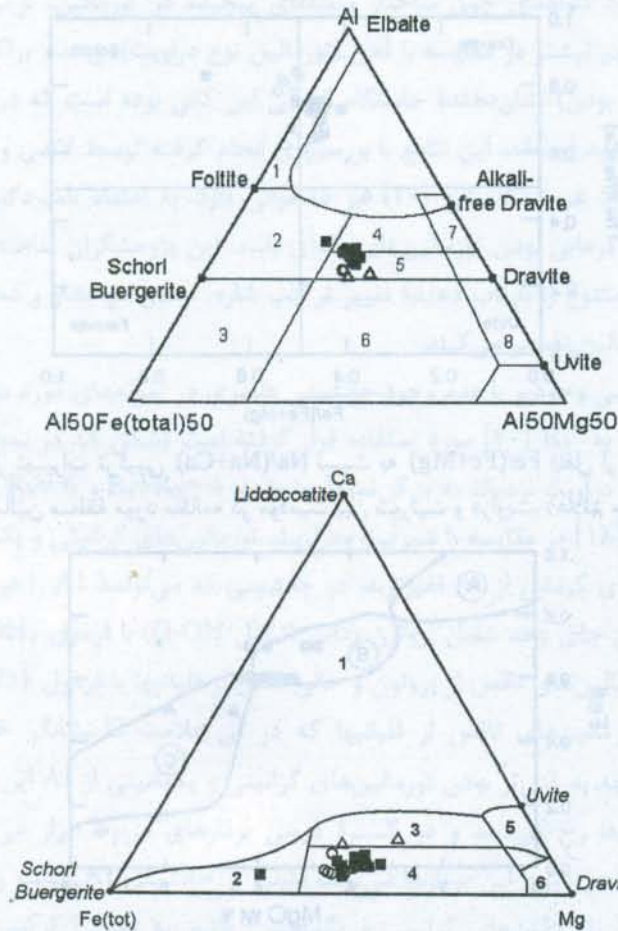
نشانگر غنی بودن تورمالین‌ها از عناصر Na و Mg باشد. چنانکه مشاهده می‌شود نسبت $Na/(Na+Ca)$ نمونه‌های تورمالین سنگ میزبان کوارتز دیوریتی کمتر از بقیه است که دلیلی بر غنی‌تر بودن این نمونه‌ها از Ca است.

پیرائونو و همکاران [۱۹] تغییرات سیستماتیک نسبت $Fe\# = FeO^*/(FeO^*+MgO)$ تورمالین‌های همراه با ذخایر قلع و تنگستن جنوب آفریقا-نامیبیا و نیوزلند را مورد بررسی قرار داده و دریافتند که این نسبت برای ذخایر درون‌گرانیته (Endogranitic) و سیستم‌های رگه‌ای که در فاصله دورتری از خاستگاه‌گرانیته قرار دارند متفاوت است. به اعتقاد نامبردگان مقدار $Fe\#$ تورمالین با فاصله گرفتن از چشمه تغذیه کننده شاره کوچکتر می‌شود، به طوری که این نسبت برای ذخایر درون‌گرانیته که چسبیده به توده‌گرانیته‌اند بین ۰٫۸ تا ۱ و برای سیستم‌های رگه‌ای که در فاصله مساوی یا بیشتر از ۱ کیلومتر قرار دارند بین ۰٫۸ تا ۰٫۶ و برای رگه‌های با فاصله بیشتر از ۱ کیلومتر، کمتر از ۰٫۶ است. با توجه به مقدار $Fe\#$ نمونه‌های مختلف که کمتر از ۰٫۸ تا ۰٫۵ تغییر می‌کند و قرار گرفتن آنها در گستره B و C (شکل ۷)، می‌توان نتیجه گرفت که فاصله رگه‌های تورمالین‌دار در منطقه مورد مطالعه از چشمه تغذیه شاره حداقل ۱ کیلومتر است.



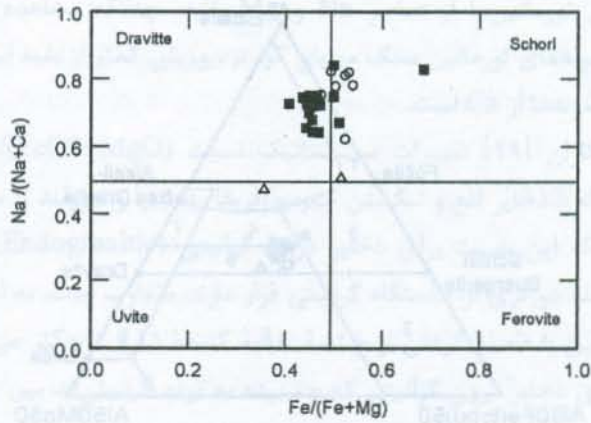
شکل ۴ نمودار مثلثی Ca-X-site vacancy-Na+(K) [۱۳] و موقعیت تورمالین‌های مورد مطالعه بر آن. علائم:

■ تورمالین در رگه‌های حاوی شلیت، ○ تورمالین در رگه‌های بدون شلیت، △ تورمالین در سنگ میزبان.

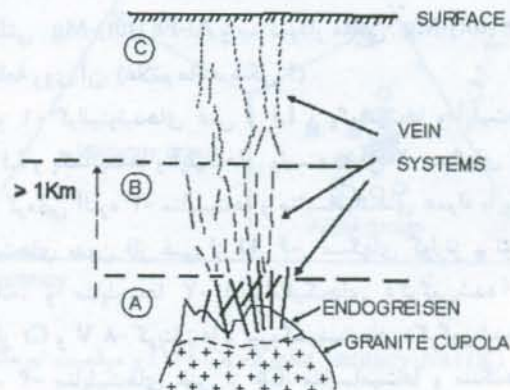
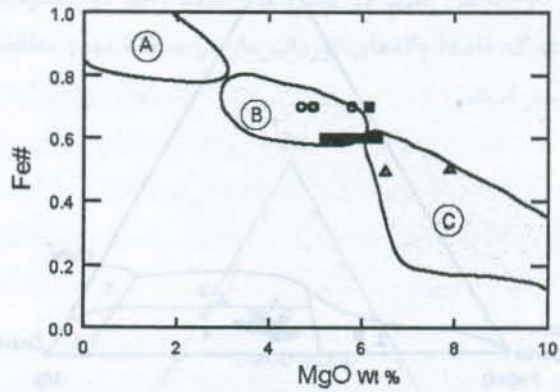


شکل ۵ الف. نمودار مثلثی Al-Fe (tot)-Mg و ب. نمودار مثلثی Ca-Fe (tot)-Mg [۱۴] و موقعیت تورمالین‌های مورد مطالعه روی آن. (علائم مانند شکل ۴).

اعداد در نمودارها الف: ۱- گرانیتوئیدهای غنی از Al و پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آن ۲- گرانیتوئیدهای فقیر از Al و پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آن ۳- سنگهای کوارتز - تورمالینی غنی از Fe^{+3} و گرانیت‌های گرمابی آلتزه ۴- متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های همراه با یک فاز اشباع از Al ۵- متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های بدون فاز غنی از Al ۶- سنگهای کوارتز - تورمالینی غنی از Fe^{+3} ، سنگهای کالک‌سیلیکاته، و متاپلیت‌ها ۷- اولترامافیک‌های دگرگون‌شده با میزان Ca کم و متاسدیمنت‌های غنی از Cr و V ۸- کربنات‌ها و پیروکسینیت‌های دگرگون‌شده. اعداد در نمودار ب: ۱ و ۲ مثل نمودار الف، ۳- متاپلیت‌های غنی از Ca، متاپسامیت‌ها و سنگ‌های کالک‌سیلیکاته ۴- متاپلیت‌های فقیر از Ca، متاپسامیت‌ها و سنگ‌های کوارتز - تورمالینی ۵- کربنات‌های دگرگون‌شده و ۶- اولترامافیک‌های دگرگون‌شده.



شکل ۶ نمودار تغییرات ترکیبی $Na/(Na+Ca)$ نسبت به $Fe/(Fe+Mg)$ (نقل از [۱۸]) و قرارگیری نمونه‌های تورمالین منطقه مورد مطالعه در موقعیت بین شورلیت و دراویت. (علائم مانند شکل ۴).



شکل ۷ نمودار $Fe\#$ نسبت به MgO [۱۹] و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر آن (علائم مانند شکل ۴).

همچنین وجود شواهدی چون ساختار منطقه‌ای پیچیده در تورمالین، ترکیب شیمیایی متنوع، مقدار منیزیم بیشتر در مقایسه با آهن (تورمالین نوع دراویت)، و عدم پراکندگی آن در گرانیت‌ها (رگه‌ای بودن) نشان‌دهنده خاستگاه گرمایی این کانی بوده است که در یک سیستم شیمیایی باز به وجود آمده‌اند. این نتایج با بررسی‌های انجام گرفته توسط لاندن و منینگ روی تورمالین‌های جنوب غرب انگلستان [۲۰] نیز همخوانی دارد. به اعتقاد نامبردگان شواهد بالا می‌تواند از دلایل گرمایی بودن تورمالین‌های رگه‌ای باشد. این پژوهشگران ساختار منطقه‌ای و ترکیب شیمیایی متنوع را بازتاب دهنده تغییر ترکیب شاره، نوسان در فشار و دما، و رشد غیر تعادلی سریع تورمالین تفسیر می‌کنند.

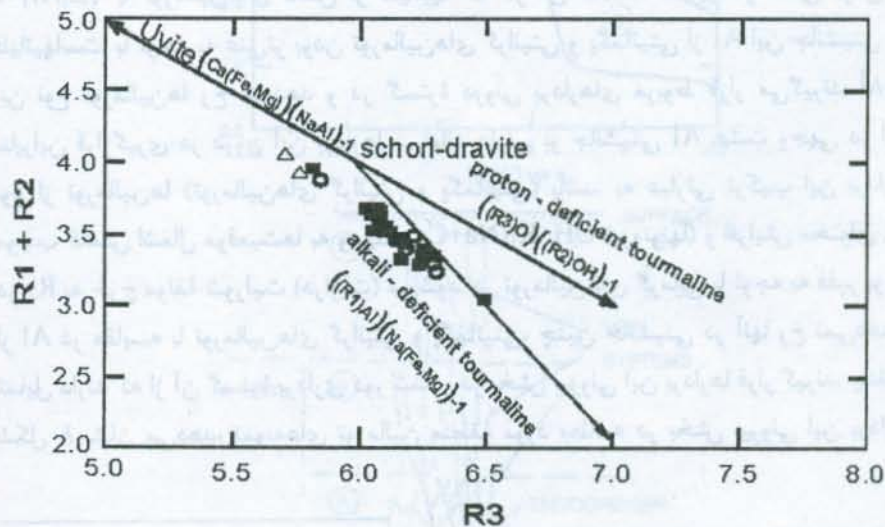
به منظور بررسی وجود و یا عدم وجود جانشینی عنصری در نمونه‌های مورد مطالعه، نمودار $R_1^3 + R_2^2$ نسبت به R_3^4 [۲۰] مورد استفاده قرار گرفته است (شکل ۸). در نمودار مورد نظر ترکیب شورلیت - دراویت نزدیک به مرکز نمودار با مقدار $R_1 + R_2 = 4$ و $R_3 = 6$ قرار می‌گیرد. به اعتقاد ترامبال [۱۸] در مقایسه با شورلیت و دراویت، تورمالین‌های گرانیتی و پگماتیتهای از Al غنی و تورمالین‌های گرمایی از Al فقیرترند. دو جانشینی که می‌توانند Al را در مکان هشت وجهی Y تورمالین جای دهد شامل پروتون زدایی (تبادل O-OH) با فرمول $\{(Mg,Fe)OH\}$ 1- $\{AlO\}$ یا تورمالین‌های ناقص از پروتون و خالی شدن از قلیائیه‌ها با فرمول $\{(Mg,Fe)Na\}$ 1- $\{□,Al\}$ یا تورمالین‌های ناقص از قلیائیه‌ها که در آن علامت □ نشانگر خالی بودن از قلیائیه‌هاست. با توجه به غنی‌تر بودن تورمالین‌های گرانیتی و پگماتیتهای از Al این جانشینی در این نوع تورمالین‌ها رخ می‌دهد و در گستره درونی بردارهای مربوط قرار می‌گیرند [۱۸]. بنابراین قرارگیری در درون این بردارها می‌تواند دلیلی بر جانشینی Al هشت وجهی در این نوع از تورمالین‌ها (تورمالین‌های گرانیتی و پگماتیتهای) باشد. به عبارتی ترکیب این بردارها موجب کاهش اشغال موقعیت‌ها به وسیله $R_1(Na+Ca)$, OH (پروتونها) و افزایش محتوای Al در R_2 به خرج مولفه شورلیت (دراویت) می‌شود. در تورمالین‌های گرمایی با توجه به فقیر بودن از Al در مقایسه با تورمالین‌های گرانیتی و پگماتیتهای، چنین جانشینی در آنها رخ نمی‌دهد و تمایل دارند که از آن گستره برداری دور شده و در بخش بیرونی این بردارها قرار گیرند. چنانکه شکل ۸ نشان می‌دهد، نمونه‌های تورمالین منطقه مورد مطالعه در بخش بیرونی این بردارها

2 - Fe+Mg+Mn

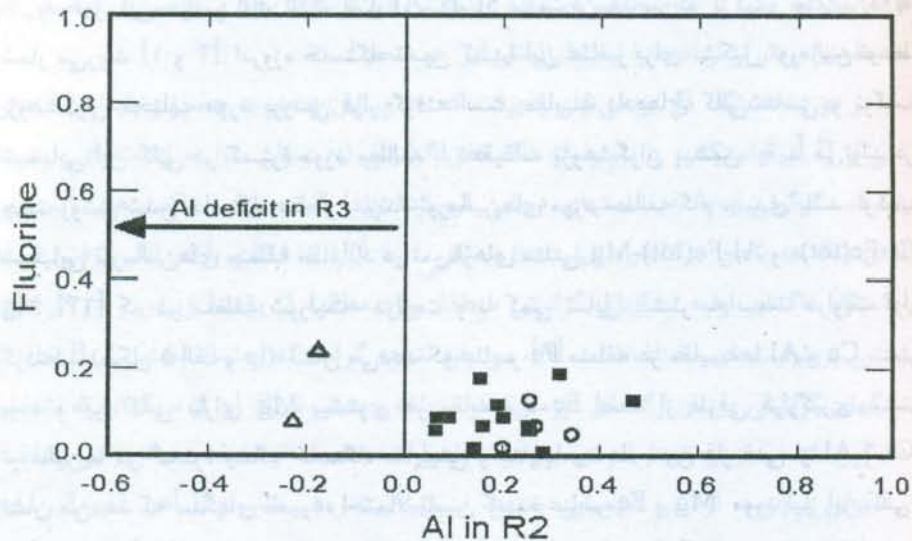
3 - Na+Ca

4 - Al+1.33Ti

قرار می‌گیرند که این حالت خود می‌تواند دلیلی بر عدم وجود جانشینی یادشده و گرمایی بودن این تورمالین‌ها باشد. از دیگر مواردی که گرمایی بودن این تورمالین‌ها را ثابت می‌کند محتوای فلورین (F) این کانیه‌ها و مقایسه آن با محتوای فلورین تورمالین‌های گرانیتی است. لاندن و منینگ [۲۰] نیز با بررسی تورمالین‌های گرانیتی و گرمایی به این نتیجه رسیدند که محتوای فلورین تورمالین‌های گرانیتی به طور یکنواخت و پیوسته‌ای بالا بوده و دارای میانگینی در حدود ۰٫۳ تا ۰٫۹ apfu است، در صورتیکه در تورمالین‌های گرمایی این مقدار به میزان میانگینی در حدود ۰٫۲ تا ۰٫۵ apfu می‌رسد. بنابر نظر این پژوهشگران تورمالین‌های منطقه نظام‌آباد با داشتن مقدار فلورین بین صفر تا ۰٫۳ apfu دارای خاستگاه گرمایی هستند. در نمودار ۹ مقدار فلورین نسبت به Al در R2 رسم شده است. بیشترین تاکید این نمودار بر میزان فلورین نمونه‌ها بود تا میزان Al در R2. نمودار یاد شده بر محور افقی (Al در R2) به دو بخش مثبت و منفی تقسیم شده است. اعداد منفی نشانگر کاهش مقدار Al در R2 و R3 بوده و به عبارت دیگر در این بخش R2 و R3 از Al فقیر می‌شوند و اعداد مثبت نشان‌دهنده مقدار Al در R2 است. از طرف دیگر به اعتقاد لاندن و منینگ [۲۰]، تورمالین‌های گرمایی از تفریق سیستم‌های بسته و یا تغییرات دیگر فازی به وجود نیامده‌اند، بلکه در اثر اختلاط دو شاره با خاستگاه متاپلیتی و ماگمای گرانیتی تشکیل شده‌اند.



شکل ۸ نمودار R1+R2 نسبت به R3 [۲۰]. تورمالین‌های منطقه مورد مطالعه در گستره بیرونی بردارهای تورمالین‌های، با نقص پروتونی و قلیایی قرار گرفته که نشانی‌ست از خاستگاه گرمایی آنها. (علائم مانند شکل ۴).



شکل ۹ نمودار فلورین (F) نسبت به Al در R2 [۲۰] و موقعیت قرار گیری تورمالینهای مورد مطالعه روی آن (علائم مانند شکل ۴)؛ $Al \text{ in R2} = Al + 1.33Ti + Si - 12$. همه تورمالین‌های مورد مطالعه با داشتن مقادیر فلورین کمتر از ۰٫۳ دارای خاستگاه گرمابی هستند.

بحث و بررسی

مطالعه تورمالین در نمونه‌های مختلف منطقه نظام‌آباد نشان می‌دهد که این کانی در اندازه‌های بسیار ریز و سوزنی شکل تا کانی‌های درشت در حد ۱ تا ۱٫۵ سانتی متری حضور دارند. این کانی در رگه‌ها بیشتر با کوارتز همراهی می‌شود و ممکن است کانه‌های اقتصادی به خصوص شلیت نیز آنها را همراهی کرده (رگه‌های باردار) و یا فاقد آن باشند (رگه‌های عقیم). تورمالین در سنگ میزبان کوارتز دیوریتی، جز در نمونه‌های دگرسان مجاور رگه‌ها که تورمالین جانشین پلاژیوکلاز شده است، غایب است. ترکیب شیمیایی آنها در رگه‌های باردار و عقیم تفاوتی نشان نمی‌دهد (شکل‌های ۴، ۵ و ۶)، بنابراین ترکیب این کانی در گستره مورد مطالعه نمی‌تواند برای تشخیص رگه‌های عقیم و باردار ردیابی شود. از طرفی ترکیب تورمالین‌های سنگهای دگرسان میزبان کوارتز دیوریتی با تورمالین رگه‌ها، حداقل از لحاظ بعضی عناصر از جمله Ca, Na, K و Mg تفاوت‌های معنی‌داری را به نمایش گذاشته و گستره‌های جداگانه‌ای را به خود اختصاص داده‌اند. این موضوع به دلیل کم بودن تعداد آنالیزهای تورمالین‌های سنگ میزبان باید با احتیاط در نظر گرفته شود.

به طور کلی عناصر Si, B, Al, Ca, Mg, Fe مهمترین عناصر در ترکیب تورمالین‌ها به شمار می‌روند [۱ و ۴]. امروزه خاستگاه تامین کننده این عناصر برای تشکیل تورمالین توسط پژوهشگران مختلف مورد بررسی قرار گرفته است. مقایسه داده‌های کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی این کانی در گستره مورد مطالعه با تحقیقات پژوهشگران پیشین، یقیناً می‌تواند در جهت روشن شدن خاستگاه عناصر سازنده تورمالین‌های مورد مطالعه گام مفیدی باشد. ترکیب شیمیایی تورمالین‌های منطقه نظام‌آباد در نمودارهای مثلثی $Al-Fe(tot)-Mg$ و $Ca-Fe(tot)-Mg$ [۱۴] که در منطقه شورلیت- دراویت و با کمی تمایل بیشتر به سمت دراویت قرار گرفته‌اند (شکل ۵ الف و ب)، نشان می‌دهد که عناصر Fe منطقه در مقایسه با Al و Ca بیشتر بوده و این کانی دارای Mg بیشتری در مقایسه با Fe است. از طرفی قرارگیری بیشتر تورمالین‌ها در گستره سنگ خاستگاه متاپلیتی و متاسامیت‌ها، بدون فاز غنی از Al و Ca ، نشان می‌دهد که سنگهای نامبرده احتمالاً تامین کننده عناصر Fe و Mg مورد نیاز این کانی-اند [۲۰ و ۲۱]. این ارتباط با توجه به حضور سنگهای ته‌نشستی دگرگون‌شده در منطقه مورد مطالعه در نزدیک و یا در برخوردگاه با سنگ میزبان رگه‌های کوارتز- تورمالینی آشکارتر می‌شود. همچنین با توجه به مطالعات گرو و آنوویتز [۴] می‌توان به نقش سنگهای ته‌نشستی منطقه مورد مطالعه در تشکیل تورمالین‌ها پی برد، گرچه نقش سنگ میزبان گرانیتی را نیز نباید در تامین بخشی از عناصر Fe, Mg, B ، در نهایت تشکیل تورمالین، از نظر دور داشت. بررسی $Fe\#$ این تورمالین‌ها در مقایسه با MgO نیز موید ارتباط آنها با سنگهای ته‌نشستی دگرگون‌شده همجوار است. مقدار $Fe\#$ (بین ۰/۵ تا ۰/۸) می‌تواند دلیلی بر حضور خاستگاه تغذیه‌کننده شاره مسئول تشکیل تورمالین در فاصله تقریبی ۱ کیلومتری باشد (شکل ۷). این مطلب با توجه به نتایج حاصل از بررسیهای [۱۴] (شکل ۵) که نشان‌دهنده ارتباط سنگهای ته‌نشستی دگرگون‌شده با این رگه‌هاست، نیز همخوانی ارزشمندی دارد.

بعلاوه مقادیر خیلی کم و در واقع قابل چشم پوشی Fe^{+3} و مقادیر Al در حدود یا کمتر از ۶ apfu و قرار گرفتن ترکیب تورمالین‌ها در بالای خط شورلیت- دراویت می‌تواند نشانگر وجود حالت احیایی در آبگونهای تشکیل دهنده تورمالین و شثلیت باشد [۲ و ۲۲]. نزدیک بودن قلمرو دمایی بین ته‌نشست شثلیت (در حدود ۲۰۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد) و افزایش شدید تمرکز تنگستن به صورت شثلیت با افزایش دما [۲۳] و تورمالین (۳۵۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد) [۱۸] نیز می‌تواند حاکی از ارتباط ژنتیکی این دو کانی باشد. به طوریکه به اعتقاد ایوانز

[۲۴] بر (B) یکی از عناصر مهم در انتقال تنگستن در گرماییها بوده و کانه‌سازی تنگستن در محیط‌های بردار نشان دهنده ارتباط زایشی این دو عنصر است.

در مورد خاستگاه B نیز می‌توان پذیرفت که حضور این عنصر به حضور و پایداری فازهای غنی از B در خاستگاه و یا پروتولیت ماگماهای گرانیتی (به عنوان مثال متاپلیت‌های با درجه ضعیف دگرگونی و یا ته نشستهای دریایی فرورانده ورقه اقیانوسی) و واکنش‌های آب‌زدایی (مثل شکسته شدن میکا در متاپلیت‌ها) بستگی دارد [۱۷ و ۲۱] و با در نظر گرفتن اینکه خاستگاه ماگمای اولیه سنگهای گرانیتی منطقه مورد مطالعه از پوسته زیرین و در اثر ذوب بخشی پروتولیت‌های مختلف است [۹]، می‌توان نتیجه گرفت که احتمالاً بخشی از B شاره از سنگهای گرانیتی میزبان رگه‌های تورمالین در منطقه و بخش بزرگ آن از سنگهای ته‌نشستی دگرگون شده میزبان توده نفوذی بوجود آمده است. از طرف دیگر وجود ساختار منطقه‌ای پیچیده، ترکیب شیمیایی متنوع، منیزیم بیشتر در مقایسه با آهن (تورمالین نوع دراویت)، رخنمون رگه‌های تورمالین‌های مورد مطالعه، دارا بودن مقادیر میانگین فلورین مشابه رگه‌های گرمابی و نیز قرارگیری آنها در گستره بیرونی بردارهای مربوط به تورمالین‌های ناقص از لحاظ پروتون‌ها و قلبایی‌ها که نشانگر عدم رخداد جاننشینی Al هشت وجهی در تورمالین‌های مورد بررسی به علت فقیرتر بودن این تورمالین‌ها از Al، و تمایل ترکیبی آنها به سمت شورلیت و دراویت، نشان‌دهنده خاستگاه گرمابی این کانی بوده که در یک سیستم شیمیایی باز و با اختلاط دو خاستگاه گرانیتی و متاپلیت‌ها حاصل شده‌اند [۲۰]. این نتایج با مطالعات [۱۴] و قرار گرفتن نمونه‌های مورد مطالعه در مناطق ۴ و ۵ نمودارهای مثلثی Al-Fe(tot)-Mg و Ca-Fe(tot)-Mg (شکل ۵) نیز سازگار است.

برداشت

مطالعه کانی‌شناسی و شیمی تورمالین‌های ناحیه نظام‌آباد نشان می‌دهد که تورمالین‌های رگه‌ای و تورمالین‌های موجود در سنگ‌میزبان کوارتز دیوریتی از نظر عناصری نظیر Na, Ca, K, Mg با هم اختلاف دارند، به طوری که تورمالین سنگ میزبان به علت جاننشینی آن با پلاژیوکلاز کلسیک در مقایسه با تورمالین‌های رگه‌ای از Ca غنی‌تر بوده و از عناصر دیگر فقیرتر است. همچنین هر دو نوع تورمالین رگه‌ای و تورمالین موجود در سنگ‌میزبان کوارتز دیوریتی در گستره شورلیت - دراویت با تمایل به سمت دراویت قرار می‌گیرند ولی تورمالین‌های رگه‌ای در گروه تورمالین‌های آلکالن و تورمالین‌های کوارتز دیوریتی در گروه تورمالین‌های کلسیک واقع می‌شوند. تورمالین‌های رگه‌ای نیز در انواع رگه‌های باردار (حاوی

شلیت) و رگه‌های عقیم (بدون شلیت) از لحاظ کانی‌شناسی و شیمی هیچ تفاوتی نشان نداده و روندهای مشابهی را در نمودارهای ژئوشیمیایی مورد استفاده نشان می‌دهند. با توجه به نسبت $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ بین ۰٫۸ تا ۰٫۵ تورمالین‌ها، به نظر می‌رسد که فاصله این رگه‌ها از چشمه تغذیه خود در حدود ۱ کیلومتر بوده است. این فاصله با حضور سنگهای ته‌نشستی دگرگون‌شده به عنوان یکی از چشمه‌های تغذیه این رگه‌ها در گستره‌ای در حدود ۱ کیلومتری آنها، مطابقت دارد. بررسی‌های انجام‌شده بیانگر خاستگاه گرمابی رگه‌های کوارتز - تورمالینی منطقه نظام آباد است. عناصر مورد نیاز برای تشکیل تورمالین در این رگه‌ها از دو خاستگاه گرانیته و سنگهای ته‌نشستی دگرگون‌شده تامین شده‌اند که در یک سیستم شیمیایی باز با هم اختلاط حاصل کرده و موجب تشکیل تورمالین شده‌اند.

قدردانی

این کار پژوهشی با حمایت مالی صندوق حمایت از پژوهشگران کشور (پروژه شماره ۸۳۰۶۶) و یاریهای معاونت محترم پژوهشی پردیس علوم و دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه تهران انجام شده است که بدینوسیله از ایشان سپاسگزاری می‌شود.

مراجع

- [1] Wolf M.B., London D., "Boron in granitic magmas: stability of tourmaline in equilibrium with biotite and cordierite", *Contrib. Mineral. Petrol.* 130(1997) 12-30.
- [2] Keller P., Robles E.R., Pérez A.P., Fontan F., "Chemistry, Paragenesis and significance of tourmaline in pegmatite of the Southern Tin Belt, central Namibia", *Chemical Geology* 158 (1999) 203-225.
- [3] Yavuz F., Yavuz V., Sasmaz A., "WinClastour_ a Visual Basic Program for tourmaline formula calculation and classification", *Computers & Geosciences* (2005), In press.
- [4] Grew E.S., Anovitz L.M., Editors, "Boron mineralogy, petrology and geochemistry", *Reviews in mineralogy* 33(1997).
- [5] سهندی م.ر.، رادفر ج.، حسینی‌دوست س.ج.، محجل م.، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شازند"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۵)..
- [6] Berberian m., King G.C.P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Canadian Journal of Earth Sciences* 18 (1981) 210-265.
- [7] فرهادیان م.، "بررسی ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی تنگستن نظام آباد- اراک"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده فنی، دانشگاه تهران (۱۳۷۰)، ۱۷۰ صفحه.

[۸] شمعیان اصفهانی غ.، "مطالعات ژئوشیمی، کانی‌شناسی و سیالات درگیر در معدن تنگستن نظام آباد استان مرکزی-ایران"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز (۱۳۷۳)، ۲۱۳ صفحه.

[9] Ahmadi-Khalaji A., Esmacily D., Valizadeh M.V., Rahimpour-Bonab, H., *Petrology and Geochemistry of the Granitoid Complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran*", J. of Asian earth Sciences (2007) 29 859-877.

[10] Tyson R.M., et al., "Effect of W:MO ratio on the shift of excitation and emission spectra in the scheelite-Powellite series", Amer.Min. 73 (1988) 1145 - 1154.

[11] Migisha C.J.R., Both R.A., "Mineralogy and genesis of the Trench tungsten-molybdenum deposit, Mount Mulgine, Western Australia", Mineral. Deposita 26 (1991) 247-256.

[12] Hsu L.C., "Effect of oxygen and sulfur Fugacities on the Scheelite-Tungsten and Powellite- Molybdenite stability relation", Econ. Geol. 72 (1977) 664-670.

[13] Hawthorne F.C., Henry D.J., "Classification of the minerals of the tourmaline group", European Journal of Mineralogy 11 (2) (1999) 201-215.

[14] Henry D.J., Guidotti Ch.V., "Tourmaline as petrogenetic indicator mineral: an example from staurolite-grade metapelites of NW Mains", Am. Mineral. 70 (1985) 1-15.

[15] Sinclair W.D., Richardson J.M., "Quartz-tourmaline orbicules in the seagull batholith, Yukon Territory", Can. Minera. 30 (1992) 923-935.

[16] Samson I.M., Sinclair W.D., "Magmatic hydrothermal fluids and the origin of quartz-tourmaline orbicules in the seagull batholith, Yukon Territory", Can. Mineral. 30 (1992) 937-954.

[17] Torres-Ruiz J., Pesquera A., Gil-Crespo P.P., Vellila N., "Origin and petrogenetic implications of tourmaline-rich rocks in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, southeastern Spain)", Chemical Geology 197 (2003) 55-86.

[18] Trumbull R.B., Chaussidon M., "Chemical and boron isotopic composition of megmatic and hydrothermal tourmalines from the Sinceni granite-pegmaite system in Swaziland", Chemical Geology 153(1999)125-137.

[19] Pirajno F., Smithies R.H., "The FeO/(FeO+MgO) ratio of tourmaline: a useful indicator of spatial variations in granite-related hydrothermal mineral deposits", Journal of Geochemical Explorations 42 (1992) 371-381.

- [20] London D., Manning D.A.C., "Chemical Variation and Significance of tourmaline from southwest England", *Economic Geology* 90 (1995)495-519.
- [21] London D., Morgan G.B. VI., Wolf M.B., "Boron in granitic rocks and their contact aureoles. In: Grew, E.S., Anovitz, L. (eds). *Boron: mineralogy, petrology, and geochemistry in the earth's crust (Review in mineralogy 33)* ", Mineralogical Society of America, Washington DC. (1996) 299-330.
- [22] Jiang Sh.Y., Palmer M.R., Yeats Ch.J., "Chemical and boron isotopic composition of tourmaline from the Archean Big Bell and Mount Gibson gold deposit, Murchison Province, Yilgarn Craton, Western Australia", *Chemical Geology* 188 (2002) 229-247.
- [23] Wood S.A., Samson I.M., "The hydrothermal Geochemistry of Tungsten in Granitoid Environments: I. Relative Solubilities of Ferberite and Scheelite as a Function of T, P, Ph, and m_{NaCl} ", *Economic Geology* 95 (2000) 143-182.
- [24] Evans A.M., "Metallization associated with acid magmatism", Jhon-Wiley & sons Ltd (1982).