

ژئوشیمی تورمالین‌های موجود در دایک‌های پگماتیتی و آپلیتی مجموعه پلوتونیک الوند و سنگ‌های دگرگون منطقه همدان

علی اصغر سپاهی گرو، صدیقه سلامی*، مینا تبریزی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا

(دریافت مقاله: ۹۲/۲/۱۵، نسخه نهایی: ۹۲/۶/۲۰)

چکیده: دایک‌های پگماتیتی و آپلیتی موجود در مجموعه پلوتونیک الوند و سنگ‌های دگرگون مجاورتی نزدیک به این توده (هورنفلس‌ها) آخرین فاز ماگمایی در این منطقه است. در فواصل دورتر از توده الوند نیز، دایک‌های پگماتیتی-آپلیتی به درون سنگ‌های دگرگون ناحیه‌ای منطقه نفوذ کرده‌اند. تورمالین‌های موجود در دایک‌های الوند، به صورت گرگ‌های کروی، هم رشدی‌های گرافیکی تورمالین-فلدسپار و تورمالین-کوارتز و تورمالین‌های خورشیدی (لوکسولیانیت) دیده می‌شود، اما در پگماتیت‌های مناطق زمان‌آباد-منگاو اغلب به صورت تورمالین‌های یوهدرال پگماتیتی دیده می‌شود. تورمالین‌های موجود در این دایک‌ها در گروه تورمالین‌های قلیایی قرار می‌گیرند و از لحاظ ترکیبی دارای ترکیب شورل- دراویت هستند. با توجه به روندهای مشاهده شده در نمودارها، واکنش‌های جانشینی انجام گرفته در این تورمالین‌ها شامل Al ، Al ، Al ، جانشینی Al در موقعیت Y و AlNa_1Mg_1 است. بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی این تورمالین‌ها، مثل متغیر بودن نسبت $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ ، قرار گرفتن برخی از نمونه‌ها در حد فاصل بین دو بردار تهی شده از قلیایی‌ها و پروتون‌زدایی، قرار گرفتن تعدادی از نمونه‌ها در خارج از این دو بردار و طیف گسترده‌ی F در تورمالین‌های مورد بررسی؛ هر دو فرایند ماگمایی و گرمایی در تشکیل این تورمالین‌ها نقش داشته‌اند. تورمالین‌های یاد شده وابسته به گرانیتوئیدهای فقیر از لیتیم، پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته هستند.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی؛ تورمالین؛ ماگمایی؛ گرمایی؛ الوند؛ همدان.

مقدمه

دگرگونی یافت شود. این کانی می‌تواند خاستگاه ماگمایی و یا گرمایی داشته باشد. تورمالین‌های ماگمایی اولیه به صورت پراکنده و معمولاً خود شکل در گرانیت‌ها و پگماتیت‌ها تشکیل می‌شوند و گاهی به عنوان یک کانی پایانی در مراحل حدواسط از شرایط پایانی خط انجماد (ماگمایی) تا مرحله زیر خط انجماد (گرمایی) تشکیل می‌شوند که معمولاً روی کانی فلدسپار و یا به شکل درون شبکه‌ای با کوارتز و فلدسپار یا رگچه‌های بسیار ریز و دانه‌ای متبلور می‌شود [۳،۲]. تورمالین از گرماب-های زیر خط انجماد در گرانیت به صورت رگه، به ویژه در همبری بیرونی آن‌ها تشکیل می‌شود [۴،۳]. در این فرایند تورمالین به وسیله ورود بور در طول شکستگی‌ها یا فضاهای خالی سنگ‌ها و واکنش با کانی‌های موجود در سنگ میزبان

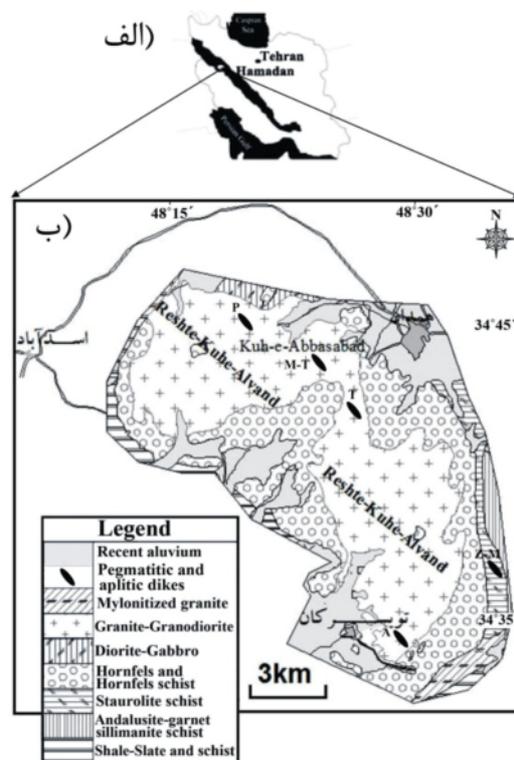
تورمالین سیلیکات حلقوی پیچیده B و Al دار که دارای ترکیب شیمیایی گسترده و متغیری است. فرمول عمومی تورمالین را به صورت ترکیب میانگین $\text{Na}(\text{Mg, Fe, Mn, Li})_3\text{Al}_6[\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{BO}_3)_3(\text{OH, F})_4$ در نظر می‌گیرند [۱]. در ساختار این کانی حداقل ۱۲ عنصر فرعی و کمیاب جانشین می‌شوند و بر اساس جانشینی‌های گسترده‌ای که در ساختار آن صورت می‌گیرد، انواع مختلفی از این کانی تشکیل می‌شود، اما سه ترکیب نهایی شورل (آهن‌دار)، دراویت (منیزیم‌دار) و البایت (لیتیم‌دار) از انواع دیگر رایج‌ترند. رایج‌ترین رخداد تورمالین در پگماتیت‌های گرانیتی است، همچنین می‌تواند به عنوان یک کانی فرعی در سنگ‌های آذرین و

شمال غربی- جنوب شرقی است که حدود 400 Km^2 گسترش دارد. این توده‌ی پلوتونیک در غرب ایران بین شهرهای همدان، اسدآباد و توپسرکان و در شمال غربی زون سنندج- سیرجان قرار گرفته است [۱۲]. منطقه‌ی مورد بررسی بین طول‌های جغرافیایی $48^\circ 10'$ تا $48^\circ 40'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $34^\circ 30'$ تا $34^\circ 50'$ شمالی قرار گرفته است (شکل ۱) [۱۳]. پگماتیت‌ها و آپلیت‌های موجود در توده‌ی الوند آخرین فاز تبلور ماگما در این توده‌اند [۱۱]. پگماتیت‌ها و آپلیت‌های تورمالین- دار، در مناطق زیادی مانند آرتیمان، تاریک دره، پسیجان و موئجین- توئجین برون زد دارند، پگماتیت‌های تورمالین‌دار همچنین در مناطق سرکان، سولان و خاکو نیز دیده می‌شوند. این پگماتیت‌ها و آپلیت‌ها در سنگ‌های دگرگون مجاورتی و سنگ‌های گرانیتی تشکیل دهنده‌ی مجموعه پلوتونیک نفوذ کرده‌اند. در فاصله‌ی حدود ۴۰ کیلومتری از توده‌ی الوند، در مناطق زمان آباد و منگاو تورمالین‌های یوهدرال در دایک‌های پگماتیتی و آپلیتی دیده می‌شوند، سنگ میزبان این دایک‌های پگماتیتی، شیست‌هایی هستند که گاهی در آنها و در مجاورت دایک‌ها تورمالین نیز تشکیل شده است.

تشکیل می‌شود. تورمالین‌های غنی از Fe با ترکیب شورلیت بیشتر در پگماتیت‌ها و گرانیت‌ها یافت می‌شوند زیرا از مقدار منیزیم در طول تبلور جدایشی کاسته می‌شود [۵]. اما تورمالین‌های غنی از Mg با ترکیب درآویت معمولاً همراه با فرایند دگرنهادی یا در رسوب‌های سولفیدی تشکیل می‌شوند [۷،۶]. در مجموعه‌ی پلوتونیک الوند جنوب همدان، و در زون سنندج - سیرجان (شکل ۱) انواع گرانیت‌های پورفیری، لوکوگرانیت، گابرو- دیوریت، دایک‌های مافیک و دایک‌های آپلیتی و پگماتیتی یافت می‌شوند. تورمالین در دایک‌های پگماتیتی و آپلیتی منطقه و به صورت فرعی در بعضی از گرانیت‌ها مشاهده می‌شود. تاکنون [۸-۱۱]، بررسی‌هایی روی دایک‌های پگماتیتی و آپلیتی تورمالین‌دار منطقه انجام داده‌اند. بررسی‌های صورت گرفته بیشتر در زمینه‌ی سنگ نگاری تورمالین‌های منطقه بوده است و شیمی آن‌ها کمتر مورد توجه قرار گرفته است، لذا در این پژوهش هدف آن است که ویژگی‌های ژئوشیمیایی تورمالین‌ها و شرایط تشکیل آن‌ها در منطقه مورد بررسی قرار گیرد.

موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی منطقه

مجموعه‌ی پلوتونیک الوند یک توده آذرین با کشیدگی



شکل ۱ الف) موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی در زون سنندج سیرجان، ب) نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده مجموعه پلوتونیک الوند (نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ چهار گوش همدان) با تغییرات از [۱۳]. P: پسیجان، M-T: موئجین- توئجین، T: تاریک دره، Z-M: زمان آباد- منگاو، A: آرتیمان.

روش کار

طی بررسی‌های صحرایی تعداد ۷۰ نمونه، از دایک‌های پگماتیتی و آپلیتی تورمالین‌دار برداشت شدند که از ۲۰ نمونه-ی آن‌ها در دانشگاه بوعلی سینا، همدان مقطع نازک تهیه شدند و مورد بررسی قرار گرفتند. ۲ مقطع نازک صیقلی از پگماتیته‌ها و ۳ مقطع از آپلیت‌ها برای انجام بررسی ریز پردازشی به مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی کرج فرستاده شدند (شکل ۳-ج)، این بررسی‌ها با آنالیز کننده‌ی نقطه‌ای مدل SX100، Cameca در ولتاژ ۱۵ kV، فشار

4×10^{-7} Torr و آمپراژ ۲۰ nA انجام شده است. در این آنالیزها ۱۸ نقطه تورمالین مورد بررسی قرار گرفتند (جدول ۱). تعداد ۲۰ نمونه‌ی تورمالین وابسته به منطقه زمان‌آباد- منگاو نیز به روش XRF در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور بررسی شده‌اند. مقدار B تورمالین نیز در ده نمونه، از سوی این سازمان به روش ICP-MS تعیین شد. محاسبه‌ی فرمول ساختاری کانی تورمالین با استفاده از ۳۱ آنیون (O, OH) انجام شده است.

جدول ۱ نتایج بررسی ریز پردازشی نمونه‌های تورمالین‌های توده‌ی الوند و محاسبه مقدار کاتیون‌ها در ساختار آن‌ها.

Sample	4,MT6	5,MT6	6,MT6	9,T5	10,T5	11,T5	8,Ar4	9,Ar4	10,Ar4	7,Ar18	8,Ar18	9,Ar18	10,Ar18	11,Ar18	12,Ar18	13,Ar18	14,Ar18	15,Ar18
SiO ₂	۳۷,۸۸	۳۷,۷۵	۳۷,۷۵	۳۶,۳۷	۳۶,۳۸	۳۶,۳۳	۳۶,۵۹	۳۶,۲۵	۳۵,۶۶	۳۵,۶	۳۶,۴۷	۳۶,۲	۴۰,۲۱	۳۶,۵۳	۳۶,۴۵	۳۶,۲۷	۳۶,۷۶	۳۶,۳۵
TiO ₂	۰,۶۶	۰,۶۶	۰,۸۸	۰,۲۸	۰,۲۸	۰,۴۳	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۲۱	۰,۹۷	۱,۵	۱,۴۲	۰,۲۲	۰,۳۹	۰,۴۲	۰,۷۸	۰,۷۷	۰,۲۸
Al ₂ O ₃	۳۲,۷۶	۳۲,۷۳	۳۲,۴۴	۳۴,۶۸	۳۴,۳۲	۳۵,۰۴	۳۵,۵	۳۵,۲۵	۳۵,۳	۳۲,۹	۳۲,۰۴	۳۲,۵	۲۹,۷۷	۳۴,۲۵	۳۳,۸۴	۳۴,۱۵	۳۵,۰۳	۳۴,۳۳
FeO	۵,۱۲	۴,۶۹	۴,۱۹	۱۲,۵۸	۱۲,۵۲	۱۲,۵۴	۱۳,۲	۱۳,۰۹	۱۲,۶	۱۱,۷۹	۱۱,۹۲	۱۱,۸۵	۱۰,۱۹	۱۱,۸۸	۱۱,۵	۱۰,۶۲	۹,۹۳	۱۱,۷۴
MgO	۷,۹۶	۸,۰۶	۸,۲	۱,۳۹	۱,۳۵	۱,۴	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۰۶	۲,۵۶	۲,۵۴	۲,۴۵	۱,۹۹	۲,۲	۱,۹۶	۱,۶۷	۱,۶۱	۱,۷۱
MnO	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۱۲	۰,۱۵	۰,۱۶	۰,۴۴	۰,۴۲	۰,۴۴	۰,۱۹	۰,۱۹	۰,۳۵	۰,۲۳	۰,۳	۰,۳۴	۰,۵	۰,۶۲	۰,۴۹
CaO	۰,۷۵	۰,۸۹	۱,۳۱	۰,۱۱	۰,۱	۰,۱	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۷	۰,۳۱	۰,۲۶	۰,۰۹	۰,۲	۰,۱۵	۰,۳۶	۰,۰۵	۰,۰۶	۰,۰۵
K ₂ O	۰,۰۲	۰,۰۵	۰,۰۲	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۷	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۱۲	۰,۰۵	۰,۰۵	۳,۸۶	۰,۰۵	۰,۲۸	۰,۰۶	۰,۰۷	۰,۰۴
Na ₂ O	۲,۱۲	۲	۱,۸۸	۱,۶۹	۱,۶۶	۱,۶۹	۱,۳۶	۱,۴۵	۱,۸۷	۲,۲۱	۲,۲۲	۲,۳۸	۱,۷۶	۲,۰۱	۱,۹	۲,۱۳	۲,۲۶	۲,۱۱
F	۰,۲۵	۰,۲۹	۰,۲	۰,۵۳	۰,۱۹	۰,۱۵	۰,۱۶	۰,۱۶	۰,۲۸	۰,۳۹	۰,۴۶	۰,۸	۰,۵	۰,۴۵	۰,۲۸	۰,۷	۰,۵۸	۰,۵
HO	۳,۴۷	۳,۴۳	۳,۴۸	۳,۴۵	۳,۵۵	۳,۴۱	۳,۴۸	۳,۳۸	۳,۴۴	۳,۲۶	۳,۲۲	۳,۱۵	۳,۱۴	۳,۱۶	۳,۱۳	۳,۲۴	۳,۱۵	۳,۱۴
B ₂ O ₃	۱۰,۳۸	۱۰,۳۴	۱۰,۴۱	۱۰,۳۴	۱۰,۶۸	۱۰,۳۸	۱۰,۶۷	۱۰,۷۴	۱۰,۷۳	۱۰,۶۹	۱۰,۶۵	۱۰,۶۶	۱۰,۳۲	۱۰,۳۳	۱۰,۴۸	۱۰,۳۵	۱۰,۴۱	۱۰,۳۹
Total	۱۰۱,۳۹	۱۰۰,۹۱	۱۰۰,۷۸	۱۰۱,۶۹	۱۰۱,۳۳	۱۰۱,۷	۱۰۱,۵۳	۱۰۰,۸۶	۱۰۰,۷۱	۱۰۰,۹۹	۱۰۱,۵۲	۱۰۱,۹	۱۰۲,۳۹	۱۰۱,۷	۱۰۰,۹۴	۱۰۰,۵۲	۱۰۱,۲۵	۱۰۱,۲۳
O=F	۰,۱	۰,۱۲	۰,۰۹	۰,۲۲	۰,۰۸	۰,۰۶	۰,۰۷	۰,۰۷	۰,۱۲	۰,۱۷	۰,۲	۰,۳۴	۰,۲۱	۰,۱۹	۰,۱۲	۰,۲۹	۰,۲۵	۰,۲۱
Si	۶,۱	۶,۱۱۱	۶,۱۰۸	۶,۰۱۹	۶,۰۰۷	۵,۹۹۱	۶,۰۳۱	۶,۰۲۳	۶,۹۳۵	۶,۹۴۳	۶,۰۶	۶,۰۲	۶,۶۹	۶,۰۵۱	۶,۰۵۷	۶,۰۵۴	۶,۰۷۳	۶,۰۲۱
Ti	۰,۰۷۷	۰,۰۷۷	۰,۱۰۶	۰,۰۳۹	۰,۰۳۹	۰,۰۴۹	۰,۰۰۵	۰,۰۰۵	۰,۰۲	۰,۱۲	۰,۱۸	۰,۱۷	۰,۰۲۷	۰,۰۳۹	۰,۰۵	۰,۰۹	۰,۰۸۹	۰,۰۳۹
Al	۶,۲۳۶	۶,۲۲۷	۶,۱۸۶	۶,۷۶	۶,۶۷۲	۶,۸۱۵	۶,۹۰۴	۶,۲۰۳	۶,۹۲۶	۶,۶۷۵	۶,۲۸	۶,۳۷	۵,۸۳	۶,۶۸۹	۶,۶۴۶	۶,۷۱۶	۶,۸۱۸	۶,۷۰۹
Fe	۰,۶۳۲	۰,۶۸۸	۰,۵۶۴	۱,۷۴۱	۱,۷۲۷	۱,۷۲۶	۱,۸۱۵	۱,۸۱۸	۱,۷۶۷	۱,۶۴۶	۱,۶۵	۱,۶۴۱	۱,۴۱	۱,۶۴۵	۱,۶۰۴	۱,۴۷۵	۱,۳۷۱	۱,۶۲۵
Mg	۱,۹۴۶	۱,۹۱	۱,۹۴۷	۰,۳۳۸	۰,۳۲۷	۰,۳۳۷	۰,۰۰۸	۰,۰۰۱	۰,۰۱	۰,۶۳۲	۰,۶۳	۰,۶	۰,۴۹	۰,۵۳۸	۰,۴۸۱	۰,۴۱۱	۰,۰۰۳	۰,۴۱۸
Mn	۰,۰۰۱	۰,۰۰۱	۰,۰۰۱۹	۰,۰۰۹	۰,۰۰۹	۰,۰۰۹	۰,۰۵۹	۰,۰۴۹	۰,۰۶	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۳۹	۰,۰۴۰۱	۰,۰۷	۰,۰۷۹	۰,۰۵۹
Ca	۰,۱۴۵	۰,۱۲۶	۰,۲۲۳	۰,۰۰۹	۰,۰۰۹	۰,۰۰۹	۰,۰۰۰۹	۰,۰۰۲	۰,۰۱	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۱۹	۰,۰۶	۰,۰۰۸	۰,۰۰۹	۰,۰۰۷
K	۰,۰۰۹	۰,۰۰۳	۰,۰۰۳۸	۰,۰۰۹	۰,۰۰۹	۰,۰۰۹	۰,۰۰۷	۰,۰۰۹	۰,۰۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۸۱	۰,۰۰۹	۰,۰۰۵	۰,۰۱۲	۰,۰۰۹	۰,۰۰۷
Na	۰,۶۲۲	۰,۶۵۹	۰,۵۸۳	۰,۵۳۷	۰,۵۲۶	۰,۵۳۵	۰,۴۲۶	۰,۴۵۹	۰,۶	۰,۷۱۲	۰,۷۱	۰,۷۶	۰,۵۶	۰,۶۳۸	۰,۶۱۱	۰,۶۸۲	۰,۷۱۵	۰,۶۷۷
F	۰,۱۴۵	۰,۱۲۶	۰,۰۹۷	۰,۲۶۸	۰,۰۹۹	۰,۰۹۹۴	۰,۰۷۹	۰,۰۷۹	۰,۱۴	۰,۲	۰,۲۴	۰,۴	۰,۲۶	۰,۲۲۹	۰,۱۴	۰,۲۶۱	۰,۲۹۸	۰,۲۵۹
OH	۳,۷۰۷	۳,۷۳۴	۳,۷۵۴	۳,۸۱	۳,۹۱۲	۳,۷۴۹	۳,۸۲۹	۳,۷۴۶	۳,۸۲۳	۳,۶۳۴	۳,۵۷	۳,۵	۳,۴۸	۳,۴۹	۳,۴۷۸	۳,۶۱۴	۳,۴۷۹	۳,۷۵۸
B	۲,۷۱	۲,۸۹	۲,۹۰۸	۲,۹۵۵	۳,۰۳۸	۲,۹۵۶	۳,۰۳۵	۳,۰۷۶	۳,۰۸۳	۳,۰۸۲	۳,۰۵	۳,۰۶۳	۲,۹۶	۲,۹۵۱	۳,۰۱۷	۲,۸۰۱	۲,۹۷۲	۲,۹۷۱
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	۵,۰۰	۶,۰۰	۶,۰۰	۶,۰۰	۶,۰۰	۶,۰۰
Al(Y)	۰,۲۳۶	۰,۲۲۷	۰,۱۸۶	۰,۰۷۶	۰,۰۶۷۲	۰,۸۱۵	۰,۹۰۴	۰,۲۰۳	۰,۹۲۶	۰,۴۷۵	۰,۲۸	۰,۳۷	۰,۸۳	۰,۶۸۹	۰,۶۴۶	۰,۷۱۶	۰,۸۱۸	۰,۷۰۹
Mg,Mg ⁺ ,Fe	۰,۷۵۴۸	۰,۷۳۵۱	۰,۷۷۷۷	۰,۰۰۳۸	۰,۱۵۹۲	۰,۱۶۳۳	۰,۰۰۴۳	۰,۰۱	۰,۰۰۵۶	۰,۲۷۷۴	۰,۲۷۶۳	۰,۲۶۷۷	۰,۲۵۷۸	۰,۲۴۶۴	۰,۲۳۰۶	۰,۲۱۷۹	۰,۰۰۲۱	۰,۲۰۴۶
Na+K	۰,۶۳۱	۰,۶۶۲	۰,۵۸۶	۰,۵۴۶	۰,۵۳۵	۰,۵۴۴	۰,۴۳۳	۰,۴۶۸	۰,۶۰۱	۰,۷۳۲	۰,۷۲	۰,۷۷	۱,۳۷	۰,۶۴۷	۰,۶۶۱	۰,۶۹۴	۰,۷۲۴	۰,۶۸۴
Ca+Na+K	۰,۷۷۶	۰,۷۸۸	۰,۸۰۹	۰,۵۵۵	۰,۵۴۴	۰,۵۵۳	۰,۴۳۳۹	۰,۴۷	۰,۶۱۱	۰,۷۸۲	۰,۷۶	۰,۷۸	۱,۴	۰,۶۶۶	۱,۲۶۱	۰,۷۰۲	۰,۷۳۳	۰,۶۹۱
Fe,Fe+Mg	۰,۲۴۵۱	۰,۲۴۶۸	۰,۲۲۲۲	۰,۸۲۷۴	۰,۸۴۰۷	۰,۸۳۶۶	۰,۹۹۵۶	۰,۹۹۹۴	۰,۹۹۴۳	۰,۷۲۲۵	۰,۷۲۳۶	۰,۷۳۲۲	۰,۷۴۲۱	۰,۷۵۳۵	۰,۷۶۹۳	۰,۷۸۲۰	۰,۹۹۷۸	۰,۷۹۵۳

توصیف صحرایی و سنگ شناختی تورمالین‌ها

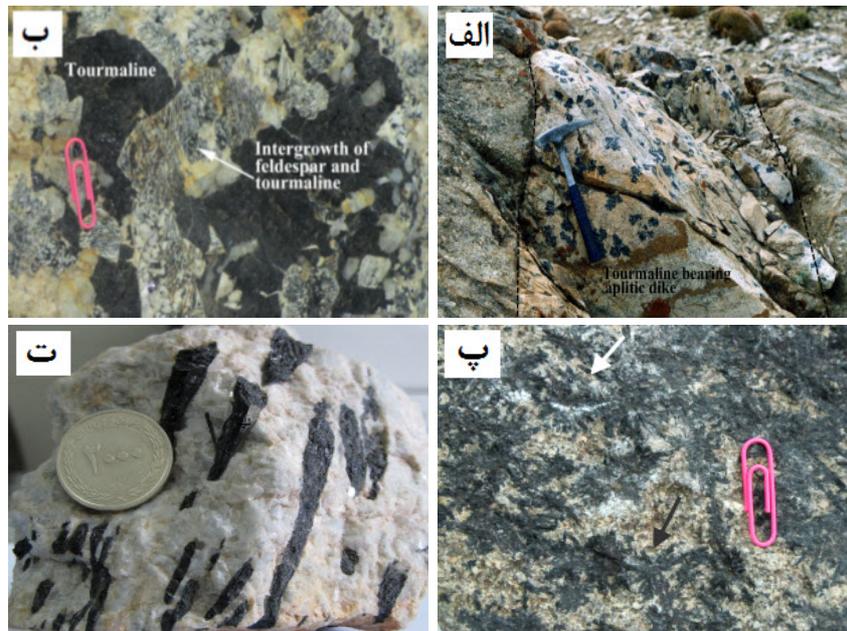
تورمالین به صورت‌های مختلفی در سنگ‌های منطقه یافت می‌شود که مهم‌ترین آنها به شرح زیر است:

۱- گرهک‌های تورمالین‌دار: این گرهک‌ها به حالت کروی تا بیضوی و گاهی به صورت انباشتی در دایک‌های پگماتیتی و آپلیتی موجود در توده‌ی الوند، که دارای ترکیب گرانیتی تا سینوگرانیتی هستند دیده می‌شوند (شکل ۲ الف). به نظر می‌رسد شکل کروی این تورمالین‌ها ناشی از تشکیل هسته‌های اولیه‌ی بلوری به صورت کروی در شکستگی‌های سنگ‌ها باشد. این تورمالین‌ها گاهی به صورت خود شکل (شکل ۳ الف، ب)، گاهی به صورت رگچه‌های کوچکی در فضای بین کانی‌های کوارتز و فلدسپار (شکل ۳ پ) و گاهی در داخل فلدسپارها دیده می‌شوند. پگماتیتهای تورمالین‌دار حاوی تورمالین (شکل ۳ ث، ج)، کوارتز، ارتوکلاز (گاهی به صورت میکروکلین)، پلاژیوکلاز، بیوتیت، موسکویت، گارنت، اسفن و اکسید آهن است. بافت پرتیتی در این مقاطع به فراوانی مشاهده می‌شود. آپلیت‌های تورمالین‌دار شامل کانی‌های کوارتز، ارتوکلاز (گاهی میکروکلین)، پلاژیوکلاز، موسکویت، تورمالین، بیوتیت، کلریت، کیانیت، روتیل و زوئیزیت هستند. تورمالین‌های موجود در

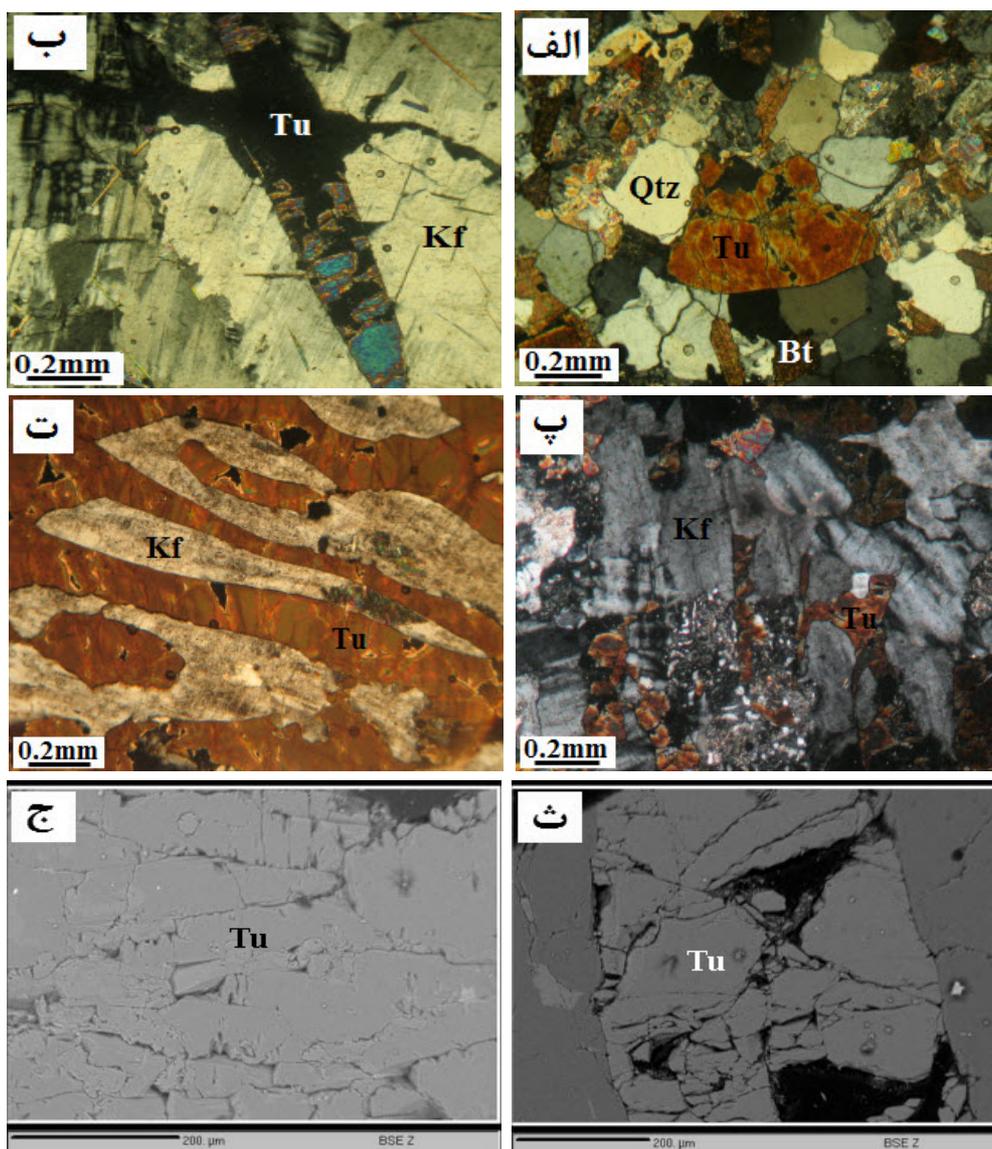
پگماتیتهای آپلیت‌ها در مقاطع نازک به رنگ زرد تا آبی تیره با چند رنگی سبز تا آبی دیده می‌شوند.

۲- تورمالین‌های با بافت هم‌رشدی: این تورمالین‌ها بیشتر در نمونه‌های پگماتیتی جنوب خاکو به صورت هم‌رشدی بین فلدسپار و تورمالین دیده می‌شوند. علاوه بر مقاطع میکروسکوپی این هم‌رشدی‌ها حتی در نمونه‌های صحرایی نیز به خوبی مشاهده شده‌اند (شکل ۲ ب). در مقاطع نازک این تورمالین‌ها به صورت نوارهای قهوه‌ای با چند رنگی سبز تا قهوه‌ای دیده می‌شوند (شکل ۳ ت). دیگر کانی‌های همراه با تورمالین در این مقاطع عبارتند از کوارتز، مسکوویت و پتاسیم-فلدسپارهای پرتیتی.

۳- تورمالین‌های خورشیدی (لوکسولیانیت): تورمالین‌های مورد نظر بیشتر در سطح سنگ‌های گرانودیوریتی منطقه‌ی چشمه قصابان دیده می‌شوند (شکل ۲ پ). رشد تورمالین‌های خورشیدی در این سنگ‌ها به صورت سطحی است و در درون نمونه‌ها آثاری از رشد تورمالین وجود ندارد، که حاکی از تشکیل این تورمالین‌ها به صورت تاخیری در سطح شکستگی‌های سنگ‌های منطقه باشد.



شکل ۲ تصاویر صحرایی تورمالین: الف) تشکیل تورمالین به صورت گرهک‌های کروی در دایک‌های آپلیتی الوند، ب) هم‌رشدی بین فلدسپار و تورمالین در نمونه‌های صحرایی منطقه‌ی خاکو، پ) تورمالین‌های خورشیدی در گرانودیوریت‌های چشمه قصابان، ت) تورمالین‌های درشت بلور در پگماتیتهای زمان آباد.



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی و ریز پردازشی تورمالین: الف) و ب) تشکیل تورمالین به صورت خود شکل، پ) تشکیل تورمالین به صورت رگچه‌های کوچکی در فضای بین کانی‌های کوارتز و فلدسپار، ت) هم رشدی بین تورمالین و پتاسیم فلدسپار، ث) و ج) تصاویر ریز پردازشی از تورمالین‌های آنالیز شده. Tu: تورمالین، Kf: پتاسیم فلدسپار، Qtz: کوارتز، Bt: بیوتیت.

شناسایی نوع تورمالین بر اساس ترکیب شیمیایی آن فرمول عمومی تورمالین را به صورت $XY_3Z_6(T_6O_{18})(BO_3)_3V_3W$ نشان می‌دهند [۱۵، ۱۴]، که در این ساختار عناصر مختلفی در موقعیت‌های موجود جانشین می‌شوند، از جمله: $X = Ca, Na, K, [\square \text{vacancy}]$ ، $Y = Li, Mg, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Al, Cr^{3+}, V^{3+}, Fe^{3+}, (Ti^{4+})$ ، $Z = Mg, Al, Fe^{3+}, V^{3+}, Cr^{3+}$ ، $T = Si, Al, (B)$ ، $B = B, [\square \text{vacancy}]$ ، $V = OH, O, (F)$ ، $W = OH, F, O$.

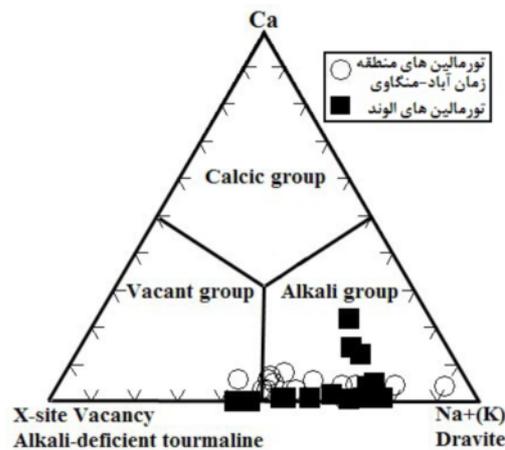
۴- تورمالین‌های پگماتیتی: در فاصله‌های دورتر از توده پلوتونیک الوند، در مناطق منگاو و زمان‌آباد، دایک‌های پگماتیتی عریض به ضخامت چند متر دیده می‌شوند. در این دایک‌های پگماتیتی، تورمالین‌های درشت بلور و یوهدرال به صورت عمود بر دیواره رشد کرده‌اند (شکل ۲ ت). سنگ میزبان این دایک‌های پگماتیتی، شیست است. گاهی در این شیست‌ها، در مرز با دایک‌های پگماتیتی تورمالین‌زایی صورت گرفته است، به طوری که می‌توان آن‌ها را تورمالین شیست نام‌گذاری کرد (جدول ۲).

با توجه به جاننشینی‌های احتمالی در موقعیت X تورمالین‌ها را بر اساس مقادیر Ca، Na+(K) و نقصان یا خالی بودن موقعیت X (X-site vacancy)، به سه گروه تورمالین‌های کلسیک، قلیایی و انوعی که موقعیت X آن‌ها خالی است، رده‌بندی کرده‌اند (شکل ۴). بر اساس این رده‌بندی تورمالین‌های مورد بررسی بیشتر در گستره‌ی قلیایی و تعدادی نیز در گستره‌ی انوعی که موقعیت X آن‌ها خالی است قرار می‌گیرند، که این مسئله نشانگر بالا بودن مقدار Na و K موجود در جایگاه X، نسبت به مقدار Ca و مقدار کمبود جایگاه مورد نظر است. تغییر مقدار کمبود در جایگاه X، از ۲۰ تا ۶۰ درصد نشان دهنده‌ی تفاوت چشم‌گیر در مقدار کمبود در جایگاه X است، در حالی که طیف تغییرات Ca از ۰ تا ۲۷ درصد است که نشان دهنده‌ی جاننشینی‌هایی با مشارکت Ca است (شکل ۴).

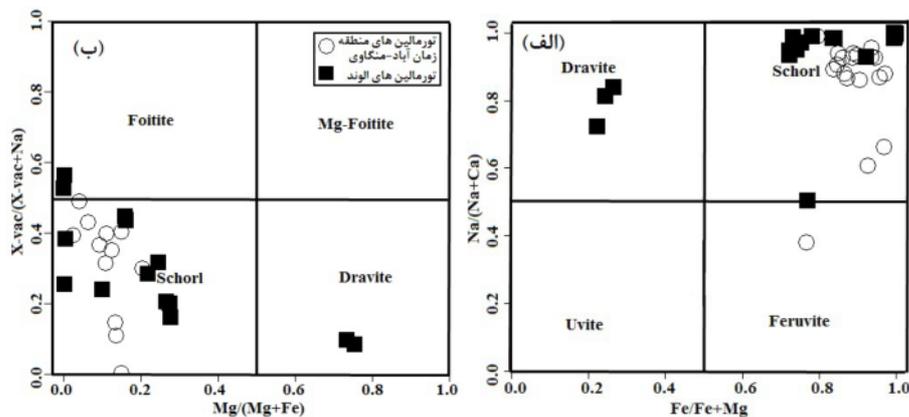
تورمالین‌های قلیایی بیشتر در شرایط اسیدی و دمای پایین تشکیل می‌شوند [۱۶، ۱۷]. برای بررسی تغییرات ترکیب در نسبت‌های Fe، Mg، Na و Ca و تشخیص نوع تورمالین‌ها از نمودارهای دوتایی (Na/(Na+Ca) و Fe/(Fe+Mg) [۱۸] و نمودار Mg/(Mg+Fe) نسبت به X-vac/(X-vac+Na) [۱۹]، استفاده شده است. در این نمودارها نمونه‌های مورد بررسی بیشتر در گستره‌ی شورل و تعدادی در گستره‌ی دراویت قرار می‌گیرند. نمونه‌هایی که در گستره‌ی دراویت قرار گرفته‌اند بیشتر به تورمالین‌های برداشت شده از منطقه‌ی تاریک دره همدان وابسته‌اند که دارای سنگ میزبان پگماتیتی هستند که مقدار Mg آن‌ها نسبت به مناطق دیگر بیشتر است (شکل ۵-الف و ب).

جدول ۲ نتایج بررسی تورمالین‌های منطقه‌ی زمان آباد- منگاو به روش XRF و محاسبه مقدار کاتیون‌ها در ساختار آن‌ها.

Sample	M1-3	M1-5	M1-6	M2-4	M2-7	M2-8	M2-10	M2-11	M3-1	M3-4	M4-2	M4-3	M4-4	M4-5	M4-6	M4-8	M4-9	M4-10	M4-11	M5-5
SiO2	۳۹.۰۹	۳۸.۵	۳۸.۹۸	۴۱.۵۹	۴۰.۲۱	۵۸.۲۱	۴۰.۵۰	۳۸.۹۴	۴۰.۹۲	۳۹.۸۹	۳۸.۶۵	۳۸.۶۳	۳۶.۳۰	۴۰.۷۵	۳۵.۶۰	۴۲.۱۶	۴۰.۱۱	۳۹.۳۹	۴۰.۰۵	۳۹.۹۱
TiO2	۰.۹۶	۰.۸۳	۰.۷۹	۰.۷۷	۰.۹۹	۰.۸۵	۰.۶۴	۰.۷۳	۰.۸۹	۰.۷۰	۰.۲۴	۱.۱۶	۰.۲۰	۰.۵۷	۰.۶۹	۰.۲۵	۰.۶۶	۰.۴۰	۰.۴۲	۰.۳۳
Al2O3	۲۵.۷۸	۲۷.۱۱	۲۶.۱۲	۲۵.۰۳	۲۲.۲۰	۱۴.۳۹	۲۶.۰۳	۲۶.۲۳	۲۴.۸۹	۲۵.۴۴	۲۴.۹۳	۲۶.۵۷	۲۵.۶۰	۲۴.۸۰	۲۷.۴۸	۲۲.۴۰	۲۵.۳۲	۲۳.۴۹	۲۷.۵۵	۲۵.۴۳
FeO	۱۷.۸۴	۱۶.۶۰	۱۷.۰۱	۱۶.۵۷	۸.۱۰	۷.۹۸	۱۷.۲۳	۱۸.۱۰	۱۶.۹۳	۱۷.۳۴	۲۱.۰۲	۱۷.۴۷	۲۲.۰۱	۱۸.۵۶	۲۱.۳۶	۱۹.۸۳	۱۸.۶۸	۱۹.۲۴	۲۱.۵۰	۱۸.۱۲
MgO	۱.۳۹	۱.۵	۱.۴۱	۱.۰۸	۴.۱۶	۱.۲۲	۱.۱۰	۱.۱۰	۱.۶۷	۱.۲۹	۰.۳۲	۱.۶۰	۰.۳۶	۰.۶۷	۰.۸۰	۰.۴۷	۰.۷۸	۰.۶۰	۰.۹۵	۱.۱۷
MnO	۰.۱۵	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۹	۰.۱۱	۰.۱۹	۰.۱۷	۰.۱۹	۰.۱۴	۰.۱۶	۰.۳۰	۰.۱۵	۰.۶۰	۰.۶۳	۰.۲۰	۰.۵۸	۰.۲۰	۰.۱۸	۰.۱۷	۰.۱۸
CaO	۰.۲۹	۰.۲۵	۰.۲۴	۰.۲۴	۵.۸۹	۲.۰۷	۰.۱۸	۰.۳۶	۰.۲۹	۰.۴۳	۰.۳۴	۰.۳۱	۱.۰۴	۰.۱۸	۰.۱۴	۰.۳۷	۰.۱۵	۰.۲۳	۰.۱۷	۰.۲۱
K2O	۰.۸۵	۰.۶۰	۰.۵۹	۰.۱۳	<۰.۱	۰.۶۹	۰.۴۵	۰.۲۸	<۰.۱	۰.۱۱	۰.۲۶	۰.۱۴	<۰.۱	۰.۳۳	<۰.۱	۰.۱۱	۰.۲۹	۱.۸۳	<۰.۱	۰.۵
Na2O	۱.۱۴	۱.۶۹	۱.۶۲	۱.۸۰	۱.۱۰	۰.۷۰	۱.۱۳	۱.۲۰	۱.۳۲	۱.۴۱	۱.۲۳	۱.۳۷	۱.۰۹	۱.۱۸	۱.۱۸	۱.۱۲	۱.۲۶	۱.۴۸	۱.۰۸	۱.۲۸
B2O3	۱۰.۴۱	۱۰.۳۴	۱۰.۶۸	۱۰.۳۸	۱۰.۶۷	۱۰.۳۴	۱۰.۷۴	۱۰.۳۸	۱۰.۶۶	۱۰.۷۴	۱۰.۷۳	۱۰.۳۳	۱۰.۳۹	۱۰.۴۱	۱۰.۳۵	۱۰.۷۳	۱۰.۶۹	۱۰.۶۵	۱۰.۳۲	۱۰.۴۸
P2O5	۰.۱۲	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	۳.۶۸	۱.۵	<۰.۱	<۰.۱	<۰.۱	۰.۲۹	۰.۲۰	۰.۱۰	۰.۷۶	<۰.۱	<۰.۱	۰.۲۰	<۰.۱	۰.۱۴	<۰.۱	<۰.۱
Total	۹۸.۰۲	۹۷.۵۶	۹۷.۵۸	۹۷.۸۷	۹۷.۴۱	۹۸.۱۴	۹۸.۱۷	۹۷.۵۱	۹۷.۷۱	۹۸.۲	۹۸.۲۲	۹۷.۸۳	۹۸.۳۵	۹۸.۰۸	۹۷.۸۰	۹۸.۰۲	۹۸.۱۴	۹۷.۶۳	۱۰۰.۲۱	۹۷.۶۱
Si	۸.۸۹۰	۸.۸۰۲	۸.۸۳	۹.۳۵۸	۹.۰۷	۱۱.۷۲۸	۹.۱۷۸	۸.۹۷	۹.۲۴	۹.۰۳	۸.۹	۸.۷۴	۸.۶۴	۹.۴	۸.۴۴	۹.۵۸	۹.۰۷	۹.۱۴	۸.۴۱	۹.۱۵
Ti	۰.۱۳۰	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۱۳	۰.۱۰	۰.۰۸۷	۰.۰۹	۰.۱۲	۰.۰۹	۰.۰۳	۰.۱۵	۰.۰۲	۰.۰۷	۰.۰۸	۰.۰۳	۰.۰۸	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۴
Al	۵.۴۸۸	۵.۷۸۴	۵.۵۴۰	۵.۳۳۸	۴.۷۱۹	۲.۹۱۱	۵.۵۶۵	۵.۶۵	۵.۳۲۱	۵.۵۲	۵.۴۱	۵.۶۱	۵.۶۱	۵.۳۱	۵.۹۷	۴.۷۸	۵.۳۹	۵.۱۱	۶.۰۵	۵.۴۸
Fe	۲.۳۶۹	۲.۲۵۴	۲.۲۹۴	۲.۵۵	۱.۰۹۵	۱.۰۲۲	۲.۳۴۶	۲.۸۴	۲.۳۰	۲.۳۵	۲.۹۰	۲.۳۵	۳.۰۸	۲.۵۷	۲.۹۶	۲.۷۲	۲.۵۳	۲.۶	۳	۲.۴۸
Mg	۰.۳۶۹	۰.۳۹۸	۰.۳۶۸	۰.۲۸۳	۱.۱۱۸	۰.۳۰۹	۰.۲۹۴	۰.۲۹۷	۰.۴۴۷	۰.۳۴	۰.۰۸	۰.۴۲	۰.۱	۰.۱۷۵	۰.۲	۰.۱۲	۰.۲	۰.۱۵	۰.۲۵	۰.۳۱
Mn	۰.۰۲۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲۸	۰.۰۱۶۲	۰.۰۲۶۸	۰.۰۲۵	۰.۰۲۸	۰.۰۹۸	۰.۰۲	۰.۰۴	۰.۰۲	۰.۰۸	۰.۰۵	۰.۰۳	۰.۰۸	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲
Ca	۰.۰۵۵	۰.۰۴۳	۰.۰۴۵	۰.۰۴۵	۱.۱۴	۰.۳۷۱	۰.۰۳۲	۰.۰۶۸	۰.۰۵۵	۰.۰۷۶	۰.۰۶	۰.۰۵	۰.۲	۰.۰۳۲	۰.۰۲	۰.۰۶	۰.۲۸	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۳
K	۰.۱۹۵	۰.۱۳	۰.۱۲۹	۰.۰۲۹	-	۰.۱۴۴	۰.۰۹۸	۰.۰۶۴	-	۰.۰۲	۰.۰۵	۰.۰۳	-	۰.۰۷	-	۰.۰۲	۰.۰۶	۰.۴	-	۰.۱۱
Na	۰.۳۹۱	۰.۶۵۳	۰.۵۶۲	۰.۶۳۱	۰.۳۷۹	۰.۲۲۷	۰.۳۹۴	۰.۴۱۸	۰.۴۵	۰.۴۹	۰.۴۳	۰.۴۷	۰.۳۹	۰.۴۱	۰.۴۲	۰.۳۹	۰.۴۳	۰.۵	۰.۳۸	۰.۴۵
P	۰.۱۷۳	-	-	-	۰.۵۵۳	۰.۲۱۶	-	-	-	۰.۰۴	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۱۱	-	-	۰.۰۲	-	۰.۰۲	-	-
MgMg+Fe	۰.۱۳۴	۰.۱۵۰	۰.۱۳۸	۰.۱۱۰	۰.۵۰۵	۰.۲۳۲	۰.۱۱۱	۰.۶۹۹	۰.۱۶۲	۰.۱۲۶	۰.۰۲۶	۰.۱۵۱	۰.۰۳۱	۰.۰۶۳	۰.۰۶۳	۰.۴۲	۰.۰۷۳	۰.۰۵۴	۰.۰۷۶	۰.۱۱۱
Na+K	۰.۵۸۶	۰.۷۸۳	۰.۶۹۱	۰.۶۶	۰.۳۷۹	۰.۳۷۱	۰.۴۹۲	۰.۴۸۲	۰.۴۵	۰.۵۱	۰.۴۸	۰.۵	۰.۳۹	۰.۴۸	۰.۴۲	۰.۴۱	۰.۴۹	۰.۹	۰.۳۸	۰.۵۶
Ca+Na+K	۰.۶۴۱	۰.۸۲۶	۰.۷۳۶	۰.۷۰۵	۱.۵۱۹	۰.۷۴۲	۰.۵۲۴	۰.۵۵	۰.۵۰۵	۰.۵۸۶	۰.۵۴	۰.۵۵	۰.۵۹	۰.۵۱۲	۰.۴۴	۰.۴۷	۰.۷۷	۰.۹۴	۰.۴۱	۰.۵۹
Fe/Fe+Mg	۰.۸۶۵	۰.۸۴۹	۰.۸۶۱	۰.۹۰۰	۰.۴۹۴	۰.۷۶۷	۰.۸۸۸	۰.۸۴	۰.۸۳۷	۰.۸۷۳	۰.۹۷۳	۰.۸۴۸	۰.۹۶۸	۰.۹۳۶	۰.۹۳۶	۰.۹۵۷	۰.۹۲۶	۰.۹۴۵	۰.۹۲۳	۰.۸۸



شکل ۴ نمودار مثلثی $\text{Ca}-(\text{X-site vacancy})-\text{Na}+(\text{K})$ [۱۴]، و موقعیت نمونه‌های مورد بررسی روی آن، $\text{X-site vacancy}=1-(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$.



شکل ۵ موقعیت تورمالین‌های مورد بررسی (الف) روی نمودار $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$ نسبت به $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ [۱۸] و (ب) روی نمودار $\text{X-vac}/(\text{X-vac}+\text{Na})$ نسبت به $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ [۱۹].

شورل-دراویت نزدیک به مرکز نمودار قرار می‌گیرد. بر اساس روند نمونه‌های مورد بررسی در این نمودار می‌توان تبادل اوویت، پروتون‌زدایی و یا تهی شدن از قلیایی را بررسی کرد. تورمالین‌های مورد بررسی در این نمودار پس از نقطه‌ی شورل-دراویت، در گستره‌ی بین دو بردار کمبود قلیایی و پروتون‌زدایی قرار گرفته‌اند که نشان دهنده‌ی تاثیر توأم این دو بردار است. در نمودار شکل ۸ ترکیب شورل-دراویت روی خط $\sum(\text{Fe}+\text{Mg})=3$ قرار می‌گیرند و همه‌ی نمونه‌هایی که زیر این خط قرار می‌گیرند دارای $\sum(\text{Fe}+\text{Mg}) < 3$ بوده که بیانگر جانشینی Al در موقعیت Y است، بنابراین هر چه مقدار $\sum(\text{Fe}+\text{Mg})$ کمتر باشد، میزان جانشینی Al در موقعیت Y بیشتر می‌شود [۳]. در بالای خط شورل-دراویت نیز مولفه تبدالی پوندراویت و اوویت وجود دارد. بر اساس این نمودار تورمالین‌های مورد بررسی دارای جانشینی Al در موقعیت Y

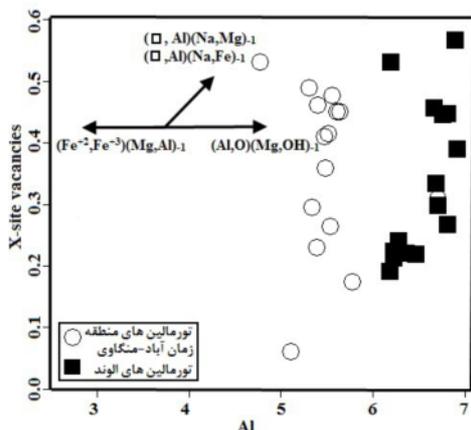
واکنش‌های جانشینی در ترکیب تورمالین

واکنش‌های جانشینی در ساختار تورمالین هم می‌تواند به صورت تبادل یون‌های هم ظرفیت در یک موقعیت خاص (مانند جانشینی Mg به جای Fe^{+2} در موقعیت Y) و هم به صورت تبادل یون‌های با ظرفیت‌های متفاوت در موقعیت‌های مختلف (مانند جانشینی Ca-Mg به جای Na-Al که دو موقعیت X و Y را درگیر می‌کند) انجام شود. به منظور بررسی واکنش‌های جانشینی احتمالی صورت گرفته در ترکیب تورمالین‌های مورد بررسی از نمودارهای متفاوتی استفاده کرده‌ایم (شکل‌های ۶ تا ۹). با توجه به روند مشاهده شده در شکل ۶، در تورمالین‌های مورد بررسی بیشتر واکنش کمبودهای قلیایی با فرمول $\{(\text{Mg,Fe})\text{Na}\}(\square, \text{Al})$ دیده می‌شود.

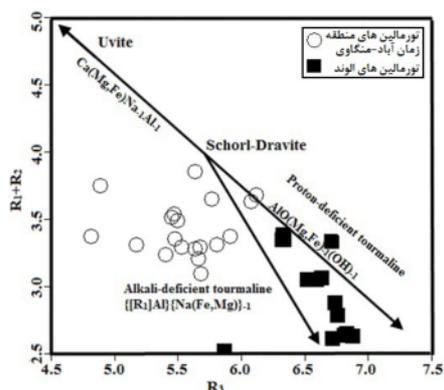
در نمودار شکل ۷ نیز که برای بررسی واکنش‌های جانشینی ترکیب تورمالین‌ها استفاده می‌شود [۲۰]، ترکیب

گسترده‌ای است، پس در تشکیل این تورمالین‌ها مولفه‌ی $AlNa_{0.5}Mg_{0.5}$ موثر است که بیانگر تشکیل فضاهای خالی در موقعیت X است [۲۳]، در تعداد اندکی از نمونه‌ها نیز مولفه‌ی موثر، $Ca_{0.5}Na_{0.5}$ است.

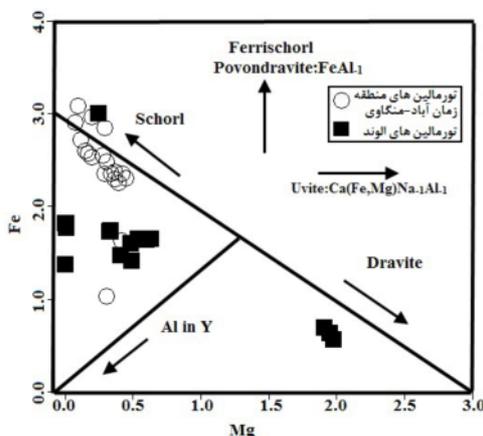
هستند. به منظور بررسی غنی شدگی نسبی برخی از نمونه‌ها از Ca نسبت به Na و تعیین واکنش‌های جانشینی موثر، از نمودار Na نسبت به Ca استفاده شده است [۲۲] (شکل ۹). بیشتر نمونه‌های مورد بررسی دارای Ca کمتر از ۰٫۱ هستند، ولی نسبت به مقدار Na در این نمونه‌ها دارای گستره‌ی تغییرات



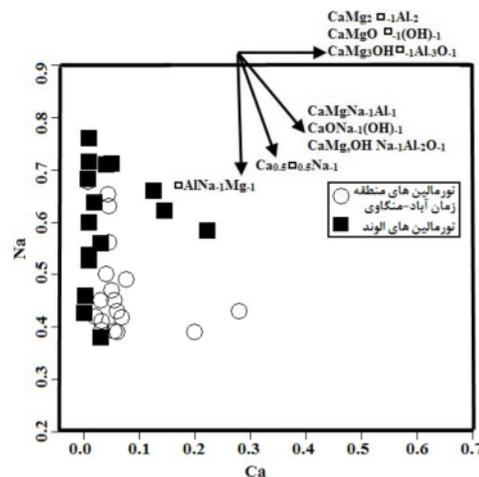
شکل ۶ موقعیت تورمالین‌های مورد بررسی روی نمودار Al_{tot} نسبت به X-site vacancy [۱۹].



شکل ۷ موقعیت تورمالین‌های مورد بررسی روی نمودار R_1+R_2 نسبت به R_3 [۲۱]. $R_3=Al+1.33Ti$, $R_2=Fe+Mg+Mn$, $R_1=Ca+Na$. بردارهای جدا شده از ترکیب ایده‌آل شورل- دراویت نشان دهنده‌ی جانشینی‌های یوویت (بردار بالایی) و جانشینی‌های تورمالین‌های ناقص از لحاظ قلیایی و پروتون‌زدایی (بردارهای پایینی) هستند.



شکل ۸ موقعیت تورمالین‌های مورد بررسی روی نمودار Fe نسبت به Mg [۳].



شکل ۹ موقعیت تورمالین‌های مورد بررسی روی نمودار Na نسبت به Ca [۲۲].

بحث

تورمالین‌های ماگمایی نسبت به تورمالین‌های گرمابی دارای مقدار نسبت $Fe/(Fe+Mg)$ بیشتری (بیش از ۰/۵ درصد) هستند [۲۷]. بنابراین، بر اساس شکل ۵ الف می‌توان حدس زد که اکثر تورمالین‌های مورد بررسی دارای خاستگاه ماگمایی بوده‌اند و برخی از آن‌ها نیز که دارای عدد آهن کمتری هستند که به وسیله‌ی گرماب‌های غنی از بور ایجاد شده‌اند. عدم پیروی مقادیر Fe^{+2} و Mg از یکدیگر و بالا بودن مقدار Fe^{+2} نسبت به Mg در تورمالین نشان دهنده‌ی تشکیل آن‌ها به صورت ماگمایی است. در شکل ۸، مقدار Fe^{+2} نسبت به Mg در بیشتر نمونه‌ها بالاست و نشانگر خاستگاه ماگمایی این تورمالین‌هاست، اما در تعدادی از نمونه‌ها نیز مقدار Mg نسبت به Fe^{+2} بالاتر است که می‌توان برای آن‌ها خاستگاه گرمابی فرض کرد. در برخی مقاطع نازک تورمالین به صورت یک کانی بین شبکه‌ای و روی فلدسپارها تشکیل شده است که موید خاستگاه ثانویه یا گرمابی این تورمالین‌هاست [۲۴]. منطقه-بندی تورمالین‌ها که در برخی از مقاطع مشاهده می‌شود، به خاستگاه گرمابی آن‌ها دلالت دارد، این منطقه‌بندی حاکی از تغییرات ناگهانی دما، فشار و ترکیب شیمیایی شاره و یا تبلور غیر عادی سریع تورمالین در سیستم‌های باز می‌باشد [۳]. از دیگر دلایل ماگمایی بودن تورمالین‌ها بالا بودن مقدار F موجود در آن‌ها (بیش از ۰/۵ درصد) نسبت به انواع گرمابی (بین ۰/۲ تا ۰/۵ درصد) است. چنانکه در شکل ۱۰ دیده می‌شود تورمالین‌های مورد بررسی دارای طیف گسترده‌ای از F (۰/۸-۰/۱۵) هستند که موید تاثیر دو فرایند گرمابی و ماگمایی در تشکیل این تورمالین‌هاست. چون مقدار F در نمونه‌های مربوط به

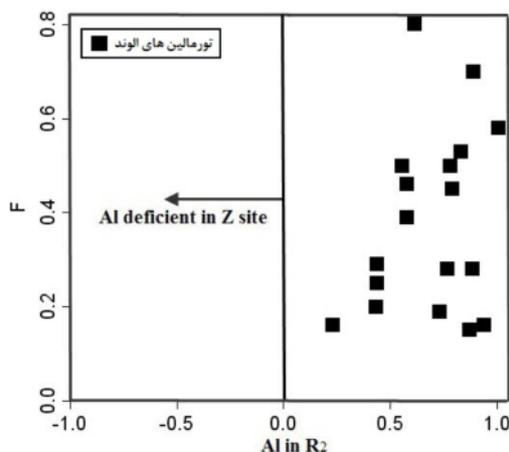
تورمالین‌های ماگمایی اغلب نسبت به تورمالین‌های گرمابی خود شکل‌ترند [۳]، تورمالین اصولاً از ماگماهای گرانیتی نوع S، که پرآلومین‌اند و دارای مقدار B اولیه بیشتری هستند، در شرایط اسیدی تشکیل می‌شوند. در تورمالین‌های اولیه معمولاً منطقه‌بندی مشاهده نمی‌شود. مقدار Al در تورمالین‌های گرمابی نسبت به تورمالین‌های ماگمایی کمتر است [۳] و مقدار کاستی در موقعیت X در تورمالین‌های گرمابی کمتر است [۲۴] (شکل ۶). تورمالین‌های گرمابی زمانی که گرماب‌ها غنی از بور هستند و با سنگ دیواره واکنش می‌دهند، تشکیل می‌شوند [۲۵]. بر اساس بررسی‌های صورت گرفته در منطقه، پگماتیت‌ها و آپلیت‌های موجود از نظر ضریب اشباع از آلومینیوم پرآلومین هستند [۲۶]، بنابراین شرایط مورد نیاز برای تشکیل تورمالین‌های اولیه از ماگمای مادر فراهم بوده است. طیف گسترده پراکندگی نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای ۴-۷ نشان دهنده آن است که در تشکیل این تورمالین‌ها عوامل ماگمایی و گرمابی هر دو موثر بوده‌اند. بر اساس بررسی‌های [۳]، ترکیب تورمالین‌های ماگمایی در نمودار ۷ در راستا و بین بردارهای تهی شده از قلیایی‌ها و پروتون-زدایی قرار می‌گیرند، ولی ترکیب تورمالین‌های گرمابی به سمت خارجی این بردارها تمایل دارند. چنانکه در شکل ۷ مشاهده می‌شود، برخی نمونه‌ها در حد فاصل بین دو بردار تهی شده از قلیایی‌ها و پروتون‌زدایی قرار می‌گیرند، اما برخی از نمونه‌ها در خارج از این دو بردار قرار می‌گیرند که نشان دهنده‌ی تاثیر توأم دو فرایند ماگمایی و گرمابی در تشکیل این تورمالین‌ها هستند.

(۱۲). نمودارهای ارائه شده در شکل ۱۲ نشان دهنده تغییرات Fe و Mg در مقادیر نسبتاً ثابت Al و Ca است. قرار گیری نمونه‌ها در بالای خط شورل- دراویت نشان دهنده مقدار ناچیز Fe^{+3} در این نمونه‌هاست [۲۷]. بر اساس این نمودارها که سنگ خاستگاه تورمالین را مشخص می‌کند؛ نمونه‌های مورد بررسی در هر دو نمودار، در گستره‌ی گرانیوتوئیدهای فقیر از Li و پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آن قرار می‌گیرند. تعدادی از نمونه‌ها نیز در نمودار Ca-Fe-Mg در گستره‌ی سنگ‌های کوارتز- تورمالین، متاسامیت‌ها و متاپلیت‌های فقیر از Ca قرار می‌گیرند، علت آن وجود Mg بیشتر در این نمونه‌هاست که آن‌ها را از گستره‌ی گرانیوتوئیدها به سمت گستره‌ی متاپلیت‌ها منحرف کرده است.

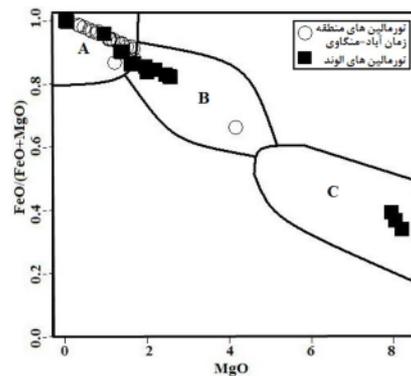
برداشت

تورمالین‌های مورد بررسی در پگماتیت‌ها و آپلیت‌های الوند و در منطقه زمان‌آباد - منگاو، دارای طیف ترکیبی از دراویت تا شورل هستند. یوهدرال بودن برخی تورمالین‌های تشکیل شده، بالا بودن مقدار $Fe/(Fe+Mg)$ در این نمونه‌ها، قرار گرفتن آنها در گستره‌ی بین بردارهای با کمبود قلیایی و پروتون‌زدایی و بالا بودن مقدار F در این نمونه‌ها نشان دهنده‌ی خاستگاه ماگمایی آن‌هاست. اما در برخی نمونه‌ها مقدار Mg بیشتر بوده و در خارج از بردار کمبود قلیایی قرار می‌گیرند، همچنین مقدار F در این نمونه‌ها پایین (بین ۰/۲ تا ۰/۵ درصد) است، از نظر بافتی نیز این تورمالین‌ها خود شکل نیستند و به صورت یک کانی بین شبکه‌ای و به خرج فلدسپارها تشکیل شده‌اند که موید خاستگاه گرمابی این تورمالین‌هاست.

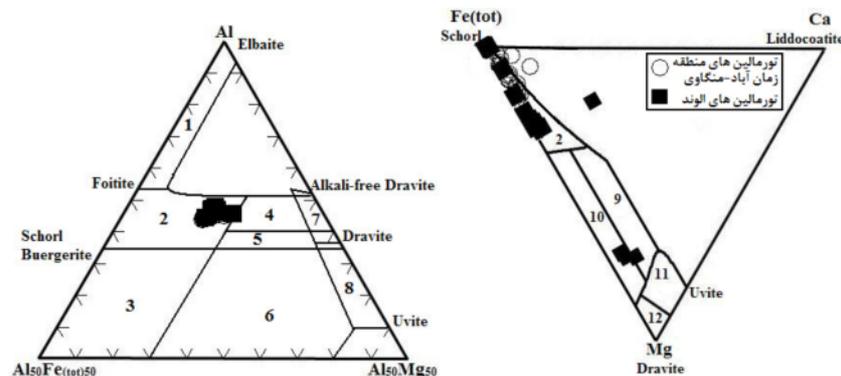
منطقه زمان‌آباد- منگاو اندازه‌گیری نشد، این نمونه‌ها در این نمودار تصویر نشده‌اند. بر اساس بررسی‌های صورت گرفته توسط [۲۸]، بر روی مقدار تغییرات $(Fe\#) = FeO/FeO + MgO$ نسبت به MgO در تورمالین‌ها مقدار Fe# در تورمالین‌ها با فاصله گرفتن از توده گرانیوتی کوچک‌تر می‌شود. چنانچه نسبت $FeO/(FeO + MgO)$ در تورمالین‌ها در گستره‌ی ۱ تا ۰/۸ باشد نشانگر بسته بودن سیستم ماگمایی، قرار گرفتن تورمالین‌ها در درون و نزدیکی توده‌ی گرانیوتی و عدم دخالت شاره‌های خارجی در تشکیل تورمالین‌هاست، قرار گرفتن این مقدار در گستره‌ی بین ۰/۸ تا ۰/۶ شاخص تورمالین‌هایی است که در فاصله‌ی نزدیک تا حد واسط نسبت به توده‌ی گرانیوتی قرار گرفته‌اند و نشان دهنده‌ی آن است که هم شاره‌های ماگمایی و هم شاره‌های گرمابی در تشکیل تورمالین‌ها نقش داشته‌اند و در صورتی که مقدار $FeO/(FeO + MgO)$ کمتر از ۰/۶ باشد نشان دهنده‌ی تورمالین‌های با فاصله‌ی دور از توده‌ی گرانیوتی است و دلیل بر خاستگاه خارجی بور و وجود یک سیستم گرمابی دارد. بر این اساس با توجه به قرار گرفتن تورمالین‌های منطقه‌ی زمان‌آباد- منگاو در قلمرو A این تورمالین‌ها خاستگاه ماگمایی دارند، اما تورمالین‌های موجود در دایک‌های توده‌ی الوند بیشتر در قلمرو B و کمتر در گستره‌ی A و C (شکل ۱۱) قرار می‌گیرند که نشان دهنده‌ی دخالت مشترک خاستگاه ماگمایی و گرمابی، در تشکیل این تورمالین‌ها است. ترکیب تورمالین‌های مورد بررسی روی نمودارهای سه تایی $Ca-Fe-Mg$ و $Al_{50} Fe_{(tot)50}-Al- Al_{50} Mg_{50}$ به نوع شورل و تعدادی از آن‌ها به نوع دراویت نزدیک است (شکل



شکل ۱۰ موقعیت تورمالین‌های مورد بررسی روی نمودار F نسبت به میزان Al در موقعیت Y [۳]، $Al\ in\ R_2 = Al + 1.33Ti + Si - 12$.



شکل ۱۱ نمودار نسبت به $[\text{MgO}]_{28}$ ، گستره‌ی A: شاخص تورمالین‌های درون و نزدیک توده‌ی گرانیتی و نشانگر بسته بودن سیستم ماگمایی و عدم دخالت شاره‌های خارجی در تشکیل تورمالین‌هاست، گستره‌ی B: شاخص تورمالین‌هایی است که در فاصله‌ی نزدیک تا حد واسط توده‌ی گرانیتی قرار گرفته‌اند، هم شاره‌های ماگمایی و هم شاره‌های گرمایی در تشکیل این تورمالین‌ها نقش داشته‌اند، گستره‌ی C: نشان دهنده‌ی تورمالین‌های با فاصله‌ی دور از توده‌ی گرانیتی است و دلیل بر خاستگاه خارجی بور و وجود یک سیستم گرمایی دارد.



شکل ۱۲ موقعیت تورمالین‌های مورد بررسی روی نمودارهای سه تایی $\text{Al}_{50}\text{Fe}_{(tot)50}\text{-Al-}\text{Al}_{50}\text{Mg}_{50}$ و $[\text{Ca-Fe-Mg}]_{3}$ ، 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 متا پسامیت‌های همزیست با یک فاز اشباع از آلومینیوم، ۵- متاپلیت‌ها و متا پسامیت‌های ناهمزیست با یک فاز اشباع از آلومینیوم، ۶- سنگ‌های آهکی سیلیکاتی، متاپلیت‌ها و سنگ‌های کوارتز-تورمالین سرشار از Fe^{+3} ، ۷- اولترامافیک‌های دگرگون شده با کلسیم پایین و ته نشست‌های دگرگون شده غنی از وانادیم و کروم، ۸- متاکربنات‌ها و متا پیروکسنیت‌ها، ۹- سنگ‌های آهکی سیلیکاتی، متا پسامیت‌ها و متاپلیت‌های غنی از Ca، ۱۰- سنگ‌های کوارتز-تورمالین، متا پسامیت‌ها و متاپلیت‌های فقیر از Ca، ۱۱- متاکربنات‌ها، ۱۲- اولترامافیک‌های دگرگون شده

مراجع

tourmaline hydrothermal overgrowths on the evolution of mineralising fluids in southwest England", Journal of Petrology 41 (2000) 1439-1453.

[5] Dutrow B.L., Henry D.J. *Complexly zoned fibrous tourmaline, Cruzeiro Mine, Minas Gerais, Brazil: A record of evolving magmatic and hydrothermal fluids*, The Canadian Mineralogist 38 (2000) 131-143.

[6] Harraz H.Z., El-Sharkawy M.F., *Origin of tourmaline in metamorphosed Sikait pelitic complex, South Eastern Desert, Egypt*, Journal of African Earth Sciences 33 (2001) 391-416.

[1] Cornelis K., Cornelius S.H., *Manual of mineralogy*, John Wiley and Sons, (1985) 681 p.

[2] Sinclair W.D., Richardson J.M., *Quartz-tourmaline orbicules in the seagull batholith, Yukon Territory*, The Canadian Mineralogist. 30 (1992) 923-935.

[3] London D., Manning D.A.C., *Chemical Variation and Significance of tourmaline from southwest England*, Economic Geology 90 (1995) 495-519.

[4] Williamson B.J., Spratt J., Adams J.T., Tindle A.G., Stanley C.J., *Geochemical constraints from*

- [19] 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.
- [20] 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.
- [21] Manning D.A.C., "Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapong batholith of Peninsular Thailand". *Mineralogical Magazine* 45 (1982) 139-147.
- [22] Pesquera A., Velasco F., "Mineralogy, geochemistry and geological significance of tourmaline-rich rocks from the Paleozoic Cinco Villas massif (western Pyrenees, Spain)", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 129 (1997) 53-74.
- [23] Pesquera A., Torres-Ruiz J., Gil-Crespo P. P., Vellilla N., "Chemistry and genetic implications of tourmaline and Li-F-Cs micas from the Valdeflores area (Caceres, Spain)", *American Mineralogist* 84 (1999) 55-69.
- [24] Trumbull R.B., Chaussidon M., "Chemical and boron isotopic composition of magmatic and hydrothermal tourmalines from the Sinceni granite-pegmatite system in Swaziland", *Chemical Geology* 153 (1999) 125-137.
- [25] Plimer I.R., "Tourmalinites associated with Australian Proterozoic submarine exhalative ores, In: Friedrich, G. H., Herzig, P. M. (eds) *Base Metal sulfide Deposits in sedimentary and volcanic environments*", Springer-Verlag, Berlin (1988) 255-283.
- [۲۶] تبریزی م، "تاثیر دایک‌ها و رگه‌های تاخیری بر مجموعه‌ی پلوتونیک الوند"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا (۱۳۹۱).
- [27] Henry D.J., Guidotti Ch.V., "Tourmaline as petrogenetic indicator mineral: an example from staurolite-grade metapelites of NW Mains", *American Mineralogist* 70 (1985) 1-15.
- [28] Pirajno F., Smithies R.H., "The FeO/(FeO+MgO) ratio of tourmaline: A useful indicator of spatial variations in granite-related hydrothermal mineral deposits", *Journal of Geochemical Exploration* 42 (1992) 371-381.
- [7] Yu J.M., Jiang S.Y. "Chemical composition of tourmaline from the Yunlongtin deposits, Yunnan, China: Implication for ore genesis and mineral exploration". *Mineralogy and Petrology* 77 (2003) 67-84.
- [۸] ترکیان ا.، "مطالعه پتروگرافی و پتروفابریکی پگماتیت‌های الوند (همدان)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران (۱۳۷۴).
- [۹] سپاهی گرو ع.ا.، "پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدها"، رساله دکتری پترولوژی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۷۸).
- [۱۰] هاشمی م.، "مطالعه فرایندهای تحول ماگمایی در مجموعه پلوتونیک الوند"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا (۱۳۸۴).
- [۱۱] شهبازی ح.، "پترولوژی مجموعه سنگ‌های آذرین و میگماتیت‌های کمپلکس الوند و توده نفوذی آلموقلاغ همدان و ارتباط ژنتیکی بین آن‌ها"، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۸۸).
- [12] Stöcklin J., "Structural history and tectonics of Iran: a review", *American Association Petroleum Geologists Bulletin* 52 (1968) 1229-1258.
- [۱۳] مجیدی ب. و عمیدی س. م.، "شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش همدان"، ترجمه منوچهر سهیلی و همکاران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (گزارش داخلی) (۱۳۵۹).
- [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", *The Canadian Mineralogist* 40 (2002) 789-797.
- [16] Rosenberg P.E., Foit F.F., "Synthesis and characterization of alkali-free tourmaline", *American Mineralogist* 64 (1979) 180-186.
- [17] Collines A.C., "Mineralogy and geochemistry of tourmaline in contrasting hydrothermal system, Coplapo area, Northern Chile", Ph.D. Thesis. University of Arizona, United States, (2010).
- [18] Trumbull R.B., Chaussidon M., "Chemical and boron isotopic composition of magmatic and hydrothermal tourmalines from the Sinceni granite-pegmatite system in Swaziland". *Chemical Geology* 153 (1999) 125-137.