

ژئوشیمی و نحوه تشکیل تورمالین‌های پگماتیتهای و رگه‌ای در لوکوگرانیت‌های مشهد

فرهاد زال^۱، زهرا طهماسبی^{۲*} و احمد احمدی خلجی^۳

۱. دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان

۲. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان

۳. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان

تاریخ دریافت: ۹۴/۱۲/۱۹

تاریخ پذیرش: ۹۵/۰۴/۲۱

چکیده

منطقه مورد مطالعه بخشی از زون بینالود است که شامل لوکوگرانیت‌های مشهد با پگماتیتهای و رگه‌های تورمالین‌دار می‌باشد. با توجه به مطالعات انجام شده بر روی لوکوگرانیت‌های مشهد، این گرانیت‌ها جزء گرانیت‌های پیرآلومینیم، بسیار تفریق یافته و حاصل از ذوب متاپلیت‌ها معرفی شده‌اند. در این گرانیت‌ها، تورمالین به شکل‌های مختلف دندریتی، نودولی، رگه‌ای و پگماتیتهای دیده می‌شود. برای بررسی ژئوشیمی تورمالین‌های رگه‌ای و پگماتیتهای آنالیزهای میکروپروپ (EPMA)، XRF و ICP-MS استفاده شده است. بر اساس این آنالیزها، تورمالین‌های پگماتیتهای از نوع شورل و تورمالین‌های رگه‌ای از نوع شورل غنی از منیزیم می‌باشند و هر دو نوع در محدوده تورمالین‌های قلیایی قرار می‌گیرند. این تورمالین‌ها دارای منطقه‌بندی نوسانی و چندرنگی سبز-آبی تا قهوه‌ای می‌باشند که به دلیل تغییر در مقادیر Fe و Ti، Ca از مرکز به حاشیه کانی می‌باشد. در تورمالین‌های مورد مطالعه، مهم‌ترین جانشینی‌ها از نوع $Na+(Fe+Mg)OH=Na+Al(O)$ و $Na+(Fe+Mg)=X-Vacancy+Al$ هستند. هر دو نوع تورمالین حاصل تفریق ماگما بوده با این تفاوت که تورمالین‌های پگماتیتهای خصوصیات سیستم ماگمایی و تورمالین‌های رگه‌ای ویژگی‌های ماگمایی-گرماپی را نشان می‌دهند که این به مراحل تکامل پگماتیتهای و سیالات حاصل در طول تکامل آن‌ها مرتبط می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: تورمالین، زون بینالود، شورل، لوکوگرانیت، مشهد.

مقدمه

می‌شود. موقعیت T اغلب به وسیله Al، موقعیت W با O و OH و موقعیت V را F، H، و O پر می‌کنند (Foit and Rosenberg, 1977). تورمالین پایداری شیمیایی و فیزیکی گسترده‌ای دارد و ترکیبش تحت تأثیر شرایط شکل‌گیری آن می‌باشد. این ویژگی یک پتروژنز بسیار جالب برای تورمالین بیان می‌کند که ممکن است برای اهداف اکتشافی

تورمالین یک کانی پیچیده سیلیکاته بور دار با فرمول کلی $(X)(Y_3)(Z_6)T_6O_{18}(BO_3)V_3W$ است. موقعیت X توسط Ca, Na, K و موقعیت Z با Al و گاهی با Fe^{+2} ، V^{3+} ، Cr، Mg، Ti پر می‌شود. موقعیت Y جانشینی‌های گوناگونی از کاتیون‌های یک تا چهار ظرفیتی را شامل

* نویسنده مرتبط: tahmasebi.z@lu.ac.ir

تورمالین را به تفریق ماگمایی نسبت داده‌اند (Burianek and Novak, 2007; Jiang et al., 2008) برخی دیگر بر یک مرحله خاص از تکامل گرانیت متمرکز شده‌اند و چندین مطالعه نیز به یک توالی پیچیده از تولید تورمالین از ماگمای اولیه تا پگماتیتهای و مرحله پنوماتولیتی تا هیدروترمال و آغشتگی به سنگ میزبان استناد کرده‌اند (London and Manning, 1995). در لوکوگرانیت‌های مشهد (g^2) ریخت‌های مختلفی از تورمالین شامل تورمالین با شکل دندریته، نودولی، تورمالین‌های منشوری درشت‌بلور پگماتیتهای و رگه‌های کوچک و غنی از تورمالین‌های دانه‌ریز دیده می‌شود (زال، ۱۳۹۳). طهماسبی و همکاران (۱۳۹۴ a) نحوه تشکیل اشکال مختلف تورمالین در این لوکوگرانیت‌ها را با توجه به خصوصیات پتروگرافی آنها و با استفاده از آنالیز فراکتال و تئوری اجتماع با انتشار محدود (DLA) بررسی کرده‌اند. همچنین طهماسبی و همکاران (۱۳۹۴ b) خصوصیات ژئوشیمیایی و سازوکار تشکیل تورمالین‌های نودولی در لوکوگرانیت‌های مشهد را مورد مطالعه قرار داده‌اند. در اینجا نیز به بررسی ژئوشیمیایی، تعیین نام دقیق کانی‌شناسی، نحوه تشکیل و تعیین منشأ درشت‌بلورهای تورمالین پگماتیتهای و تورمالین‌های دانه‌ریز رگه‌ای موجود در لوکوگرانیت‌های مشهد پرداخته می‌شود.

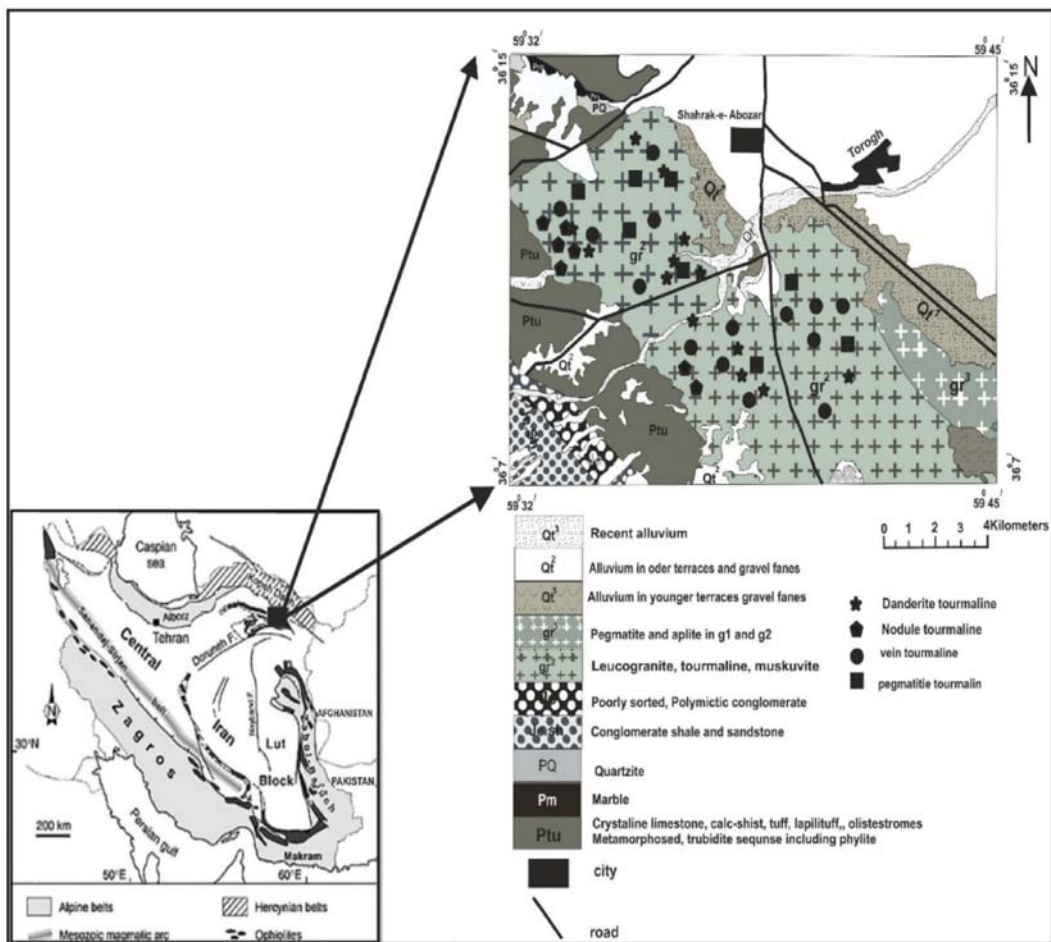
زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه در محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ به مختصات $36^{\circ}07'00''$ تا $36^{\circ}15'00''$ عرض شمالی و $59^{\circ}32'00''$ تا $59^{\circ}45'00''$ طول شرقی قرار گرفته است (شکل ۱). از نظر زمین‌شناسی، این منطقه بخشی از زون بینالود محسوب می‌شود که مرز جنوبی آن، گسل میامی یا گسل شاهرود و مرز شمال غربی آن را گسل سمنان می‌دانند. شواهد زمین‌شناسی و تعیین سن مطلق نشان داده است که فازهای دگرگونی و گرانیت‌زایی اولیه در این زون به فاز کوهزایی هرسی‌نین باز می‌گردد و بعدها در تریاس میانی نیز مجموعاً تحت تأثیر دگرگونی‌های سیمیرین پیشین قرار گرفته است. از نظر ماگماتیسم، سه فاز اصلی در زون بینالود تشخیص داده شده است. فاز نخست بیشتر

مورد استفاده قرار گیرد (Henry et al., 1988; Beaty et al., 1996, 1992). تورمالین‌ها شناساگرهای پتروژنیک مفیدی در گرانیت و پگماتیتهای گرانیتی هستند (Seleway, 1999, 2000a, 2000b, 2002; Agrosi et al., 2006). تورمالین یک فاز معمول در لوکوگرانیت پرآلومینیم است و زمانی که اندیس اشباع آلومینیم به $1/2$ برسد، Fe و Mg کافی در مذاب در دسترس باشد متبلور می‌شود (Wolf and London, 1997). به نظر London et al. (1996) انواع تورمالین‌های موجود در گرانیت‌های نوع S عبارتند از: ۱) منشورهای همگن با دانه‌های بین شبکه‌ای پراکنده به‌عنوان فاز جانبی در گرانیت‌ها یا پگماتیتهای ۲) تورمالین در حاشیه توده گرانیتی و پگماتیتهای عمود بر سطح تماس با ماگمای لوکوکرات که ترکیب شیمیایی مورد نیاز هم از سنگ میزبان (Fe و Mg) و هم از ماگما (B و Al, Na) فراهم می‌شود. ۳) تورمالین‌هایی که از یک فاز مایع آبدار نامحلول در مرحله نهایی انجماد گرانیت رشد کرده‌اند و تمایل به Fe و Mg پایین و غنی‌شدگی از Al دارند و بیشتر در حفرات میارولیتی یا رگه‌ها و در بخش بالایی و مرز توده متبلور می‌شوند. ۴) تورمالین‌ها در رگه‌های هیدروترمال و برشی در بخش‌های حاشیه توده و در سنگ میزبان آنها که به شکل تورمالین توده‌ای، رگه‌های کوارتز-تورمالین و یا مرتبط با نهشته‌های معدنی در اسکارن و با گریزن می‌باشد تشکیل شده که نشان‌دهنده اختلاط بین بور مشتق شده از توده ماگمایی و ترکیبات فرعی و اصلی (Fe و Mg) مشتق از سنگ میزبان است. بور در طی واکنش کانی‌ها در شرایط سیستم بسته مانند شکسته شدن میکاها می‌تواند آزاد شود و سیال‌ها نقش کلیدی در انتقال بور و تسهیل در رشد تورمالین بازی می‌کنند (Henry and Dutrow, 1996). منشأ تورمالین در گرانیت‌ها می‌تواند با مراحل مختلف تکامل ماگمای گرانیتی، نظیر تبلور ماگمای اولیه، تبلور ماگمای تأخیری یا تبلور از سیالات هیدروترمال مرتبط باشد (Dini et al., 2007). بنابراین ترکیب تورمالین به شدت وابسته به ترکیب گرانیت میزبان است (Kubiš and Broska, 2010). برخی از محققین با مقایسه کردن تورمالین ماگمایی اولیه با هیدروترمال، تکامل شیمیایی

سن جایگزینی توده گرانیتی را به روش پتاسیم - آرگون، ژوراسیک بالا-کرتاسه زیرین می‌دانند اما با توجه به وجود قطعات بزرگ گرانیتی در قاعده سازند کشف رود (بازوسین) از یک طرف و قطع شدن توده نفوذی مجموعه افیولیتی مشهد و رسوبات توریدایتی با سن تریاس از طرف دیگر، سن تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین قابل قبول تر می‌باشد.

گرانودیوریتی (g^1) است و در نواحی جنوب شرق گسترش دارد و آنکلاوهای آن درون لوکوگرانیت‌ها (g^2) دیده می‌شوند. در فاز پنوماتولیتی رگه‌های پگماتیتی و آپلیتی تمام این مجموعه را قطع می‌کند (g^3). کریم پور و همکاران (۱۳۹۰) بر اساس تعیین سن‌های انجام گرفته به روش U-Pb بر روی کانی زیرکن در لوکوگرانیت‌ها، سن تریاس فوقانی را برای آن‌ها تعیین کرده‌اند. (Alberti and Moazez (1974)



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی مشهد (Taheri and Ghaemi, 1994) و موقعیت آن در نقشه ساختاری ایران

و متاپسامیت منشأ گرفته است (کریم پور و همکاران، ۱۳۹۰). گرمای لازم برای ذوب این متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌ها از گوشته تأمین شده است و به عبارت دیگر، گوشته نقش یک موتور حرارتی را داشته است (کریم پور و همکاران، ۱۳۹۰). از طرف دیگر برخورد صفحه ایران و توران باعث کوتاه شدگی و ستبرشدگی پوسته شده است که در نتیجه این ستبرشدگی

لوکوگرانیت‌های مشهد (g^2) از نوع S هستند و در طی برخورد صفحه ایران با توران نفوذ کرده‌اند (Mirnejad et al., 2013؛ کریم پور و همکاران، ۱۳۹۰؛ ولی زاده و کریم پور، ۱۳۷۴؛ میرنژاد، ۱۳۷۰). بر اساس داده‌های ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd، این لوکوگرانیت‌ها منشأ خارج از گوشته دارند و ماگمای اولیه از پوسته قاره‌ای با ترکیب بین متاپلیت

و تعیین کانی‌های مناسب برای آنالیزهای مربوط به شیمی کانی‌ها انتخاب شد، و سپس در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران با دستگاه آنالیز نقطه‌ای مدل Cameca SX10، ساخت شرکت Cameca کشور فرانسه در شرایط ولتاژ و 15 Kev آمپر 20 nA تحت آنالیز میکروپروب قرار گرفت (آنالیزهای معرف در جداول ۱ و ۲). در این آنالیزها شش کانی تورمالین در ۲۸ نقطه مورد آنالیز قرار گرفت. در ادامه به منظور تعیین عناصر کمیاب به صورت کاتیونی و همچنین تعیین ۱۰ اکسید اصلی به روش‌های XRF و ICP-MS، تعداد دو نمونه از سنگ میزبان و دو نمونه از کانی تورمالین به آزمایشگاه Act lab کشور کانادا ارسال گردید و مورد آنالیز قرار گرفت (جدول ۳). برای جدایش کانی تورمالین، ابتدا نمونه‌های تورمالین دار تا اندازه ۱۲۰ فی خرد شدند، سپس از محلول برموفرم عبور داده شدند. آنگاه نمونه‌های جدا شده مجدداً با استفاده از هاونگ تا سایز ۲۰۰ فی خرد شدند و با استفاده از میکروسکوپ بیناکولار، جداسازی و خالص‌سازی دانه‌های تورمالین انجام گردید.

پوسته قاره‌ای، متاپلیت‌ها و متاسامیت‌ها تحت شرایط دی‌هیدراسیون شروع به ذوب‌شدگی کرده‌اند (کریم پور و همکاران، ۱۳۹۰). همچنین میرنژاد (۱۳۷۰) عامل ایجاد آنها را چنین بیان می‌کند که با انجام فرورانش پوسته اقیانوسی پالئوتتیس و وارد شدن محلول به داخل پوسته قاره‌ای، ذوب بخشی سنگ‌های با ترکیب بازیک حادث گشته است و باعث تشکیل تونالیت و گرانودیوریت‌ها (g1) شده است و در اثر برخورد قاره‌ها، حرارت و فشار منطقه برخورد افزایش یافته که در حد نهایی دگرگونی و سپس ذوب بخشی سنگ‌ها با منشأ رسوبی، مسکویت-بیوتیت گرانیت‌ها (لوکوگرانیت‌ها) ایجاد شده‌اند.

روش تحقیق

در ابتدای بررسی‌های صحرایی از منطقه و نمونه برداری، تعداد ۵۰ عدد نمونه برای تهیه مقطع نازک انتخاب شد. بعد از بررسی میکروسکوپی مقاطع نازک، تعداد سه عدد نمونه برای تهیه مقاطع نازک صیقلی، مطالعات دقیق کانی‌شناسی

جدول ۱. داده‌های مربوط به آنالیز میکروپروب تورمالین پگماتیتی. دستیابی به فرمول ساختاری این کانی با استفاده از ۳۱ آنیون (O, OH) انجام شده است

element	Core						Rim.	Core						Rim
SiO ₂	37.46	37.38	36.92	37.19	36.61	36.26	37.01	36.47	36.37	36.61	36.82	36.55	36.98	36.64
TiO ₂	0.30	0.31	0.34	0.29	0.30	0.89	0.81	0.54	0.92	0.72	0.80	0.77	0.74	0.83
Al ₂ O ₃	35.18	34.96	34.78	34.69	35.01	34.29	34.13	33.71	33.99	34.00	34.14	33.56	34.05	33.51
FeO	11.72	11.54	11.89	11.56	12.10	12.01	12.09	11.62	11.74	11.58	12.25	11.89	11.99	11.86
MgO	2.55	2.57	2.29	2.28	2.31	2.69	2.73	2.84	2.67	2.99	2.92	2.72	2.65	2.83
CaO	0.16	0.11	0.09	0.14	0.11	0.25	0.23	0.20	0.24	0.22	0.22	0.23	0.22	0.23
MnO	0.11	0.07	0.08	0.09	0.11	0.07	0.09	0.09	0.09	0.10	0.09	0.10	0.09	0.07
Na ₂ O	1.85	1.72	1.76	1.77	1.91	1.99	2.05	2.09	2.17	2.07	1.99	2.09	2.18	2.16
element	Core						Rim.	Core						Rim
K ₂ O	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.06	0.05	0.08	0.06	0.04	0.05
F	0.32	0.37	0.22	0.06	0.34	0.08	0.35	0.50	0.10	0.38	0.35	0.29	0.63	0.32
H ₂ O	2.76	2.72	2.77	2.86	2.71	2.84	2.73	2.60	2.83	2.68	2.72	2.72	2.56	2.71
B ₂ O ₃	10.03	10.63	10.54	10.5	10.55	10.52	10.01	10.43	10.50	10.52	10.61	10.46	10.57	10.49
Total	102.6	102.6	101.8	101.1	102.2	102.0	102.7	101.3	101.7	102.1	103.1	101.6	103.0	101.8
O=F	0.13	0.16	0.09	0.03	0.14	0.03	0.15	0.21	0.04	0.16	0.15	0.12	0.27	0.13

محاسبه تعداد کاتیون‌ها براساس ۳۱ آنیون

T:														
Si	6.22	6.21	6.17	6.17	6.15	6.11	6.19	6.12	6.12	6.12	6.15	6.10	6.15	6.13
B	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Z:														
Al	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Y:														
Al	0.88	0.85	0.85	0.78	0.94	0.81	0.73	0.67	0.74	0.70	0.73	0.60	0.67	0.60
Ti	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.11	0.10	0.07	0.12	0.09	0.10	0.10	0.09	0.10

فرهاد زال و همکاران

element	Core						Rim.	Core						Rim
Mg	0.63	0.64	0.57	0.56	0.58	0.68	0.68	0.71	0.67	0.75	0.73	0.68	0.66	0.71
Mn	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe2+	1.63	1.60	1.66	1.60	1.70	1.69	1.69	1.63	1.65	1.62	1.71	1.66	1.67	1.66
X:														
Ca	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
Na	0.60	0.55	0.57	0.57	0.62	0.65	0.66	0.68	0.71	0.67	0.64	0.68	0.70	0.70
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
X-Vacancy	0.37	0.42	0.41	0.40	0.35	0.30	0.29	0.28	0.24	0.28	0.30	0.27	0.25	0.25
OH	3.06	3.02	3.09	3.16	3.04	3.19	3.05	2.91	3.18	2.99	3.03	3.03	2.84	3.02
F	0.17	0.19	0.12	0.03	0.18	0.04	0.19	0.27	0.05	0.20	0.19	0.15	0.33	0.17
FeO/Fe+MgO	0.82	0.82	0.84	0.84	0.84	0.82	0.82	0.80	0.81	0.79	0.81	0.81	0.82	0.81
Na/Na+Ca	0.95	0.97	0.97	0.96	0.97	0.94	0.94	0.95	0.94	0.94	0.94	0.94	0.95	0.94
Fe/Fe+Mg	0.72	0.72	0.74	0.74	0.75	0.71	0.71	0.70	0.71	0.68	0.70	0.71	0.72	0.70

جدول ۲. داده‌های مربوط به آنالیز میکروپروب تورمالین رگه‌ای. دستیابی به فرمول ساختاری این کانی با استفاده از ۳۱ آنیون (O, OH) انجام شده است

element	Core						Rim	Core						Rim
SiO ₂	36.70	36.50	36.84	36.60	37.35	36.50	36.80	35.60	35.07	36.77	36.87	36.37	36.20	36.29
TiO ₂	0.98	0.84	0.82	0.81	1.31	1.14	0.73	0.28	0.39	0.23	0.34	0.60	0.94	1.03
Al ₂ O ₃	33.41	33.70	33.65	33.80	33.43	32.66	34.50	34.58	35.64	34.34	34.50	34.16	33.62	33.06
FeO	9.70	9.45	9.18	9.44	9.53	9.49	9.84	13.60	12.03	12.46	12.17	12.27	12.30	12.27
element	Core						Rim	Core						Rim
MgO	4.50	4.53	4.57	4.66	4.73	4.71	4.44	2.40	2.29	2.22	2.29	2.34	2.91	3.13
CaO	0.32	0.35	0.31	0.31	0.31	0.30	0.23	0.13	0.10	0.10	0.13	0.17	0.31	0.33
MnO	0.16	0.13	0.11	0.12	0.12	0.12	0.12	0.20	0.22	0.23	0.22	0.20	0.20	0.20
Na ₂ O	2.29	2.23	2.17	2.25	2.45	2.24	2.21	1.70	2.01	1.76	1.82	1.93	2.15	2.30
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.05	0.04	0.05
F	0.10	0.14	0.04	0.10	0.05	0.03	0.09	0.28	0.09	0.30	0.07	0.26	0.29	0.08
H ₂ O	2.90	2.97	2.90	2.98	2.94	2.87	3.03	2.92	3.12	2.88	2.91	2.87	2.94	2.92
B ₂ O ₃	10.58	10.58	10.57	10.61	10.72	10.47	10.71	10.48	10.49	10.52	10.54	10.50	10.54	10.50
O=F	0.042	0.059	0.017	0.042	0.021	0.013	0.038	0.118	0.038	0.126	0.029	0.109	0.122	0.034
Total	101.6	101.4	101.2	101.7	102.9	100.5	102.7	102.2	101.5	101.8	101.9	101.7	102.4	102.2
محاسبه تعداد کاتیون‌ها براساس ۳۱ آنیون														
:T														
Si	6.16	6.04	6.17	6.13	6.20	6.10	6.11	6.02	6.00	6.18	6.17	6.15	6.07	6.13
B	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
:Z														
Al	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
:Y														
Al	0.61	0.58	0.64	0.67	0.54	0.43	0.75	0.90	0.94	0.80	0.81	0.80	0.64	0.58
Ti	0.12	0.10	0.10	0.10	0.16	0.14	0.09	0.04	0.05	0.03	0.04	0.08	0.12	0.13
Mn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Fe2+	1.36	1.31	1.29	1.32	1.32	1.33	1.37	1.92	1.69	1.75	1.70	1.73	1.72	1.73
:X														
Ca	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.06	0.06
Na	0.75	0.72	0.70	0.73	0.79	0.73	0.71	0.56	0.65	0.57	0.59	0.63	0.70	0.75
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
x-vacancy	0.20	0.22	0.24	0.21	0.16	0.22	0.25	0.42	0.33	0.40	0.38	0.33	0.24	0.18
OH	3.25	3.28	3.24	3.33	3.25	3.20	3.35	3.30	3.50	3.23	3.25	3.23	3.29	3.29
F	0.05	0.07	0.02	0.05	0.03	0.02	0.05	0.15	0.05	0.16	0.04	0.14	0.15	0.04
FeO/FeO+MgO	0.68	0.68	0.67	0.67	0.67	0.67	0.69	0.85	0.91	0.85	0.84	0.84	0.83	0.80
Na/Na+Ca	0.93	0.92	0.93	0.93	0.93	0.93	0.95	0.96	0.97	0.97	0.96	0.95	0.93	0.93
Fe/Fe+Mg	0.55	0.54	0.53	0.53	0.53	0.53	0.55	0.77	0.85	0.76	0.75	0.75	0.74	0.69

element	Host. P	Tourmalin.p	Tourmalin. V	Host.V
Pb	35	18	19	45
Bi	4.0	4.0	4.0	4.0
Th	6.17	1.0	7.0	3.10
U	3	6.0	1.1	9.2
ΣREE	159	12	19	110
(La/Yb) _n	47/4	27.6	16.5	31.2
Eu/Eu*	0.63	3.45	1.44	0.82

ویژگی‌های صحرایی و پتروگرافی لوکوگرانیت میزبان و تورمالین‌ها

لوکوگرانیت میزبان: توده لوکوگرانیت مشهود با روند شمال غربی- جنوب شرقی دارای ابعادی در حدود ۱۷-۷ کیلومتر می‌باشد. این توده شامل واحدهای مختلفی مانند پگماتیتهای غنی از تورمالین (شکل ۲-الف) و رگه‌های تورمالین‌دار (شکل ۲-ب) است که این توده را به صورت شبکه‌ای قطع کرده‌اند. در مناطق خلج و ده غیبی، گرانیت‌های لوکوکرات متوسط تا درشت‌دانه (مسکوویت و بیوتیت‌دار متوسط دانه) و پگماتیتهای کوارتز- ارتوز- مسکوویت- تورمالین‌دار دیده می‌شود. پگماتیتهای در منطقه ده غیبی شامل فلدسپات و کوارتز به ابعاد بزرگتر از دو تا سه سانتیمتر می‌باشد و بلورهای مسکوویت به ابعاد یک سانتیمتر یا بیشتر در آن‌ها دیده می‌شود. این سنگ‌ها توسط رگه‌های پگماتیتهی تورمالین‌دار قطع می‌شوند. دانه‌بندی در گرانیت‌ها یکنواخت است اما گاهی تغییراتی در آن‌ها دیده می‌شود به طوری که در منطقه هفت حوض، میزان مسکوویت و همچنین اندازه آن بزرگتر از بیوتیت است اما با حرکت به سمت شرق توده، میزان بیوتیت مساوی و یا بیشتر از مسکوویت می‌شود و در آنها توده لوکوگرانیتی به صورت تمام بلورین، درشت تا متوسط دانه با بافت‌های گرانولار، پرتیتی و میرمیکیتی بوده و دارای کانی‌های اصلی درشت و بی‌شکل کوارتز (۳۸-۳۵ درصد)، بلورهای خودشکل پلاژیوکلاز (۳۲-۲۷ درصد) و میکروکلین (۲۹-۲۵ درصد)، بلورهای شکل دار مسکوویت (۵-۲/۵ درصد) و بیوتیت (۲/۵-۱/۵ درصد) (شکل ۲-پ) و کانی‌های فرعی آپاتیت، زیرکن و گارنت (این کانی بیشتر در

جدول ۳. داده‌های عناصر اصلی و کمیاب و نادر خاکی مربوط به تورمالین رگه‌ای (Tourmalin V)، سنگ میزبان تورمالین رگه‌ای (Host V)، تورمالین پگماتیتهی (Tourmalin P) و سنگ میزبان تورمالین پگماتیتهی (Host P)

element	Host. P	Tourmalin.p	Tourmalin. V	Host.V
SiO ₂	73.77	36.48	35.04	74.08
Al ₂ O ₃	13.40	32.47	31.52	13.10
Fe ₂ O ₃ (t)	0.47	14.11	13.53	0.60
MnO	0.03	0.15	0.18	0.03
MgO	0.08	3.04	2.96	0.10
CaO	0.93	0.59	0.68	1.19
Na ₂ O	3.81	2.05	2.08	3.63
K ₂ O	4.28	0.14	0.08	4.13
TiO ₂	0.05	0.99	0.85	0.05
P ₂ O ₅	0.29	0.09	0.13	0.25
LOI	0.88	2.16	1.68	0.93
Total	97.99	92.28	88.72	98.07
Sc	1	5	7	1
Be	11	10	9	11
V	7	36	30	6
Ba	511	11	12	464
Sr	187	77	80	181
Y	9	2	2	10
Zr	76	4	11	60
Cr	20	30	20	20
Co	1	13	12	1
Ni	20	20	20	20
Cu	40	20	20	70
Zn	30	920	780	30
Ga	17	98	85	15
Ge	2	3	2	1
As	5	6	5	5
Rb	270	3	2	226
Nb	7	1	1	5
Mn	2	2	2	2
Ag	9.0	4.1	5.0	5.0
In	2.0	2.0	2.0	2.0
Sn	12	25	30	15
Sb	5.0	5.0	5.0	5.0
Cs	3.21	5.0	5.0	18
La	2.42	1.4	9.4	7.27
Ce	74	2.5	9.7	4.49
Pr	35.7	46.0	75.0	01.5
Nd	5.23	1.1	5.2	6.16
Sm	3.4	2.0	6.0	4.3
Eu	69.0	16.0	26.0	79.0
Gd	6.2	1.0	5.0	5.2
Tb	4.0	1.0	1.0	4.0
Dy	8.1	1.0	5.0	2
Ho	3.0	1.0	1.0	3.0
Er	7.0	1.0	2.0	8.0
Tm	1.0	05.0	05.0	1.0
Yb	6.0	1.0	2.0	6.0
Lu	09.0	04.0	04.0	1.0
Hf	2	2.0	4.0	6.1
Ta	6.3	7.0	8.0	2
W	1	1	1	1
Tl	4.1	3.0	1.0	1.1

تورمالین، کوارتز، موسکویت، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، بیوتیت، کانی‌های تیره و در بعضی موارد کانی سیلیمانیت مشاهده می‌شود. بافت‌های موجود عبارتند از: گرانولار، میرمکیت و پرتیت. تورمالین‌ها با چند رنگی قهوه‌ای و قهوه‌ای مایل به سبز که دارای منطقه‌بندی با هسته سبز و حاشیه قهوه‌ای می‌باشند به صورت نیمه خودشکل‌اند که در حاشیه دارای شکل کامل‌تر و در مرکز بی‌شکل و دارای شکستگی زیادی می‌باشند (شکل ۲-ث). تورمالین‌ها در مجاورت کانی‌های کوارتز و فلدسپات قرار گرفته‌اند و در بعضی از محل‌ها تورمالین‌ها در متن فلدسپات قرار گرفته و کانی پلاژیوکلاز از حاشیه توسط تورمالین احاطه شده است (شکل ۲-ج).

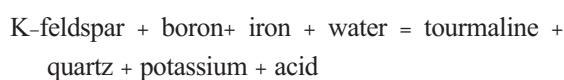
ژئوشیمی سنگ میزبان پگماتیت و رگه تورمالین‌دار

کریم پور و همکاران (۱۳۹۰)، لوکوگرانیت‌های مشهد را بر اساس آنالی‌های ICP-MS، XRF و ایزوتوپ‌های ناپایدار) مورد بررسی قرار داده‌اند که بر طبق این بررسی‌ها، لوکوگرانیت‌های مشهد جز گرانیتهای تفریق یافته و در محدوده گرانیتهای پراآلمین به شدت فلسیک هستند و از ذوب متاپلیت‌ها و پسامیت‌ها به وجود آمده‌اند. غنی‌شدگی عناصر LILE (K, Ba, Rb, Cs) و تهی‌شدگی عناصر Zr, Ti و Nb در آنها بیانگر وجود محیط فرورانش در منطقه می‌باشد (کریم پور و همکاران، ۱۳۹۰). در اینجا صرفاً تعداد دو آنالیز از سنگ میزبان تورمالین‌ها برای نشان دادن ویژگی‌های آنها با تمرکز بر خاصیت اشباع از آلومینیم و رفتار عناصر کمیاب ارائه شده است.

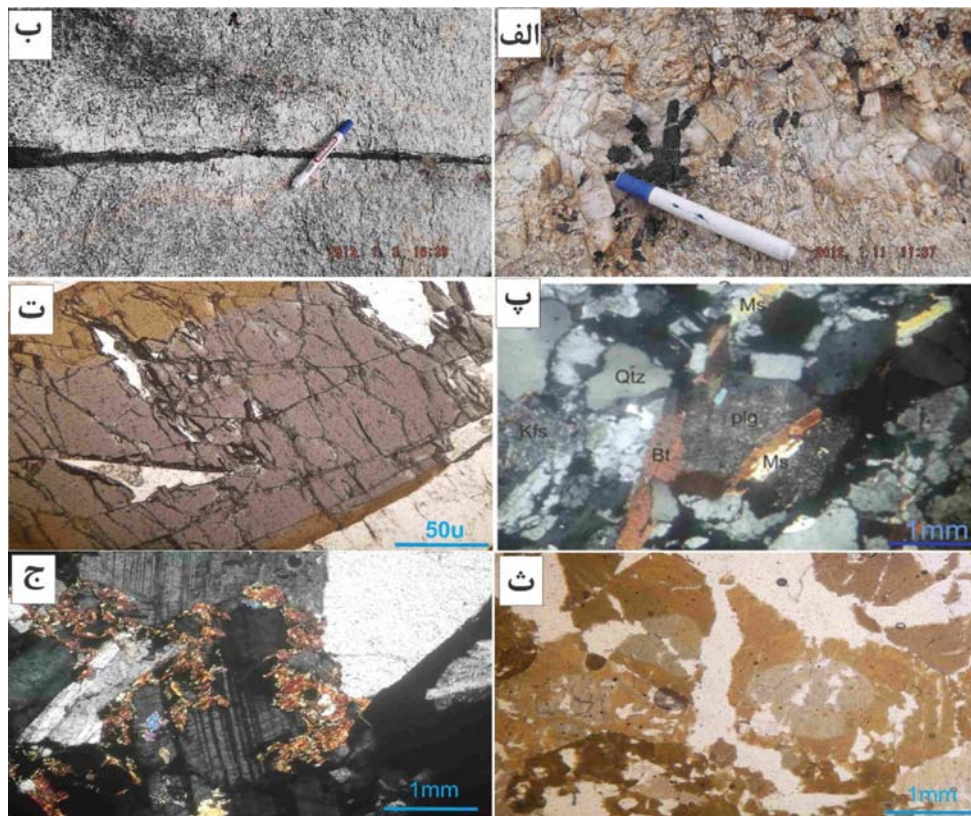
آنالیز عناصر کمیاب و اصلی سنگ میزبان پگماتیتی، رگه‌ای و تورمالین‌های موجود در آنها در جدول ۳ ارائه شده است. بر طبق این داده‌ها، سنگ میزبان پگماتیتی دارای SiO_2 (۷۳/۷۷ درصد وزنی)، Al_2O_3 (۱۳/۴ درصد وزنی) و همچنین دارای مقادیر پایین Fe_2O_3 (۰/۴۷ درصد وزنی)، MgO (۰/۰۸ درصد وزنی)، CaO (۰/۹۳ درصد وزنی)، TiO_2 (۰/۰۵ درصد وزنی) و مقادیر نسبتاً بالای K_2O (۴/۲۸ درصد وزنی)، Na_2O (۳/۸۱ درصد وزنی) می‌باشد.

حاشیه توده و در رگه‌های پگماتیتی دیده می‌شود) می‌باشد. ترکیب کانی گارنت در این سنگ‌ها و در هورنبلند بیوتیت توانلیت ده نو از نوع آلماندین است (کریم پور و همکاران، ۱۳۹۰ و صمدی و همکاران، ۱۳۹۱).

تورمالین پگماتیتی: در منطقه مورد مطالعه رگه‌های پگماتیتی زیادی دیده می‌شود که اکثر آن‌ها فاقد تورمالین‌اند و دارای کوارتز، فلدسپات و موسکویت می‌باشند. در برخی مناطق پگماتیت‌های عریض‌تر فاقد تورمالین توسط رگه‌های نازک‌تر تورمالین‌دار قطع شده‌اند. پگماتیت‌های تورمالین‌دار در بعضی مناطق دارای بلورهای منشوری درشت تورمالین (بزرگ‌تر از سه سانتیمتر) (شکل ۲-الف) و همچنین دارای بلورهای گارنت (نوع آلماندین، کریم پور و همکاران، ۱۳۹۰) نیز می‌باشند. در بررسی‌های میکروسکوپی، این پگماتیت‌ها با بافت‌های پگماتوئیدی، پرتیتی، آنتی‌پرتیتی و میرمکیتی و دارای کانی‌های تورمالین، کوارتز، موسکویت، میکروکلین، ارتوکلاز و در بعضی موارد آلماندین می‌باشند. کانی تورمالین به صورت خودشکل و نیمه‌خودشکل با چند - رنگی قهوه‌ای و سبز مایل به قهوه‌ای می‌باشد به طوری که دارای منطقه‌بندی با هسته سبز و حاشیه قهوه‌ای هستند (شکل ۲-ت) و در بعضی موارد به صورت بالعکس می‌باشد. از نکات قابل توجه اینکه تورمالین در محل‌هایی در متن یک فلدسپات که غالباً از نوع میکروکلین است نیز دیده می‌شود که احتمالاً از تأثیر بور بر روی فلدسپات‌ها به وجود آمده‌اند. (Nemec 1975) در بررسی‌هایی که بر روی نحوه تشکیل تورمالین نودولی موجود در لوکوگرانیت‌ها به عمل آورده، فرمول زیر را برای نحوه تشکیل تورمالین به خرج فلدسپات بیان کرده است.



تورمالین‌های رگه‌ای: این تورمالین‌ها در سنگ‌های گرانیتهای دو میکایی به صورت رگه‌هایی اغلب با قطر کمتر از دو سانتیمتر دیده می‌شوند (شکل ۲-ب). بعضی از این رگه‌ها دارای حاشیه روشن‌تر از سنگ میزبان می‌باشند که احتمالاً به علت تبادلات شیمیایی بین سنگ میزبان و رگه تورمالین به وجود آمده‌اند. در بررسی‌های میکروسکوپی، کانی‌های



شکل ۲. الف) تصویر میکروسکوپی از لوکوگرانیت‌های میزبان با بلورهای بیوتیت (Bt)، موسکویت (Ms)، پلاژیوکلاز (Plg)، کوارتز (Qtz) و فلدسپات آلکالن (Kfs) در نور XPI. ب) تصویر صحرایی از تورمالین در پگماتیت‌ها (پ) تصویر میکروسکوپی از تورمالین دارای منطقه‌بندی با هسته سبز و حاشیه قهوه‌ای در پگماتیت‌ها (نور PPI). ت) تصویر صحرایی از تورمالین‌های رگه‌ای. ث) تصویر میکروسکوپی از تورمالین‌های رگه‌ای دارای منطقه‌بندی با هسته سبز و حاشیه قهوه‌ای (نور PPI). ج) تصویر میکروسکوپی از رشد تورمالین در اطراف و روی پلاژیوکلاز در نمونه‌های رگه‌ای (نور XPI)

وزنی، CaO (۱/۱۹ درصد وزنی)، TiO_2 (۰/۵۲ درصد وزنی) و مقادیر نسبتاً بالای K_2O (۱۳/۴ درصد وزنی) و Na_2O (۳/۶۳ درصد وزنی) می‌باشد. اندیس اشباع از آلومینیم سنگ میزبان ($\text{ASI} = 1/46$) می‌باشد (شکل ۳-الف). سنگ میزبان رگه‌ای نیز محتوی بالای SiO_2 و تمرکز پایین از عناصر فرومنیزین و مقادیر بالای عناصر بزرگ یون Ba (۴۶۹ ppm)، Sr (۱۸۱ ppm)، Cs (۱۸ ppm) و همچنین Zr (۶۰ ppm)، Rb (۲۲۶ ppm) و همچنین Zn (۳۰ ppm) را نشان می‌دهد (شکل ۳-ت). همچنین دارای الگوی نرمالیز شده REE به کندریت (Boynton, 1984) مشابه سنگ میزبان پگماتیتی است و با غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE ($\text{La/Yb} = 31/12$)، همچنین آئومالی منفی Eu و مقدار $\sum \text{REE}$ (۱۱۰)، $\text{Eu/Eu}^* = 0/82$ مشخص می‌شود (شکل ۳-ب). هر دو الگوی REE‌ها با الگوی گرانیت‌هایی که از ذوب بخشی متاپلیت‌ها حاصل

اندیس اشباع از آلومینیم سنگ میزبان ($\text{ASI} = 1/48$) درجه پرآلومین را نشان می‌دهد (شکل ۳-الف). سنگ میزبان محتوی بالای SiO_2 و تمرکز پایین از عناصر فرومنیزین و مقادیر بالای عناصر بزرگ یون Ba (۵۱۱ ppm)، Sr (۱۸۷ ppm)، Cs (۳/۲۱ ppm)، Rb (۲۷۰ ppm)، Zr (۷۶ ppm) و همچنین Zn (۳۰ ppm) را نشان می‌دهد (شکل ۳-ت). سنگ میزبان به‌وسیله الگوی نرمالیز شده REE به کندریت (Boynton, 1984) تقریباً صاف و تفریق یافته و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE ($\text{La/Yb} = 47/41$) و همچنین آئومالی منفی Eu، مقدار $\text{Eu/Eu}^* = 0/63$ و $\sum \text{REE}$ مشخص می‌شود (شکل ۳-ب). سنگ میزبان تورمالین رگه‌ای دارای SiO_2 (۷۴/۰۸ درصد وزنی)، Al_2O_3 (۱۳/۱ درصد وزنی) و همچنین دارای مقادیر پایین Fe_2O_3 (۰/۶ درصد وزنی)، MgO (۰/۱ درصد

شده‌اند سازگار می‌باشند. از طرف دیگر افزایش این عناصر به همراه کاهش Ti، Zr و Nb به کندریت می‌توانند بیانگر زون فرورانش در منطقه باشند.

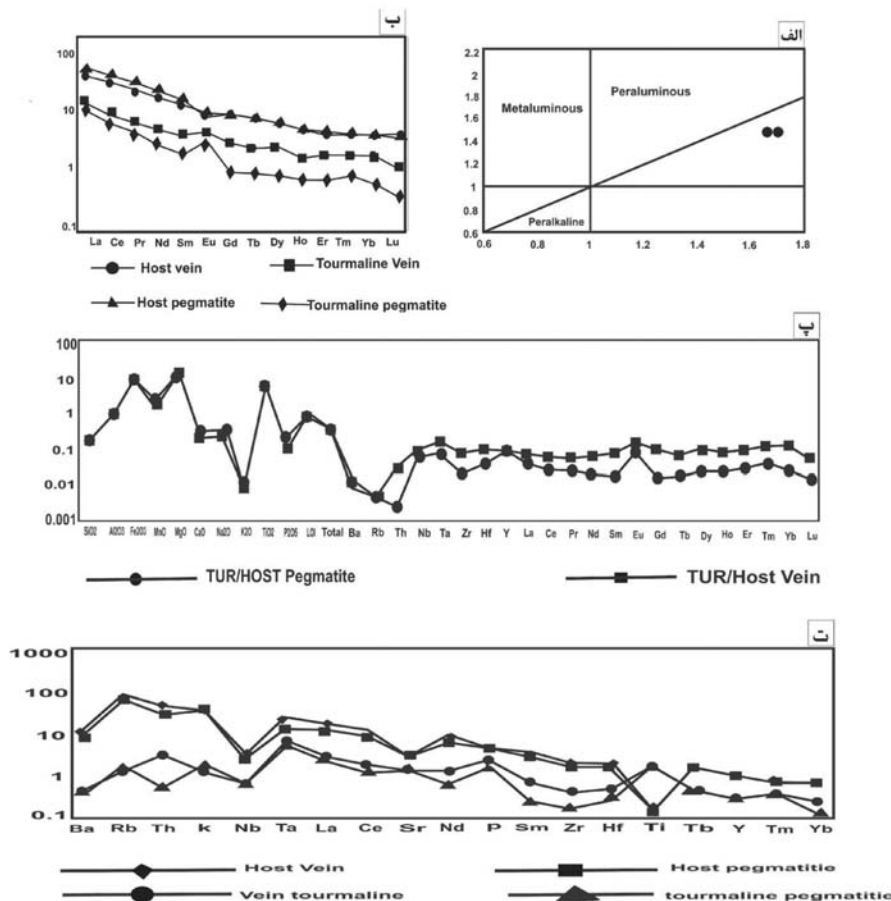
ژئوشیمی تورمالین پگماتیتی و رگه‌ای

تورمالین موجود در پگماتیته‌ها دارای مقادیر بالای Fe_2O_3 (۱۴/۱۱ درصد وزنی) و MgO (۳/۰۴ درصد وزنی) می‌باشد که نشان می‌دهد تورمالین می‌تواند یکی از فازهای فرومنیزین در آنها باشد. مقادیر CaO (۰/۵۹ درصد وزنی)، K_2O (۰/۱۴ درصد وزنی)، Na_2O (۲/۰۵ درصد وزنی) در این تورمالین‌ها نسبت به سنگ میزبان آنها کمتر است (شکل ۳-پ) که این نیز می‌تواند به دلیل تفریق ماگما و خارج شدن کانی‌هایی نظیر فلدسپات آلکالن و یا پلاژیوکلاز باشد. در این تورمالین‌ها میزان SiO_2 (۳۶/۴۸ درصد وزنی) و میزان

شده‌اند سازگار می‌باشند. از طرف دیگر افزایش این عناصر به همراه کاهش Ti، Zr و Nb به کندریت می‌توانند بیانگر زون فرورانش در منطقه باشند.

ژئوشیمی تورمالین پگماتیتی و رگه‌ای

تورمالین موجود در پگماتیته‌ها دارای مقادیر بالای Fe_2O_3 (۱۴/۱۱ درصد وزنی) و MgO (۳/۰۴ درصد وزنی) می‌باشد که نشان می‌دهد تورمالین می‌تواند یکی از فازهای فرومنیزین در آنها باشد. مقادیر CaO (۰/۵۹ درصد وزنی)، K_2O (۰/۱۴ درصد وزنی)، Na_2O (۲/۰۵ درصد وزنی) در این تورمالین‌ها نسبت به سنگ میزبان آنها کمتر است (شکل ۳-پ) که این نیز می‌تواند به دلیل تفریق ماگما و خارج شدن کانی‌هایی نظیر فلدسپات آلکالن و یا پلاژیوکلاز باشد. در این تورمالین‌ها میزان SiO_2 (۳۶/۴۸ درصد وزنی) و میزان



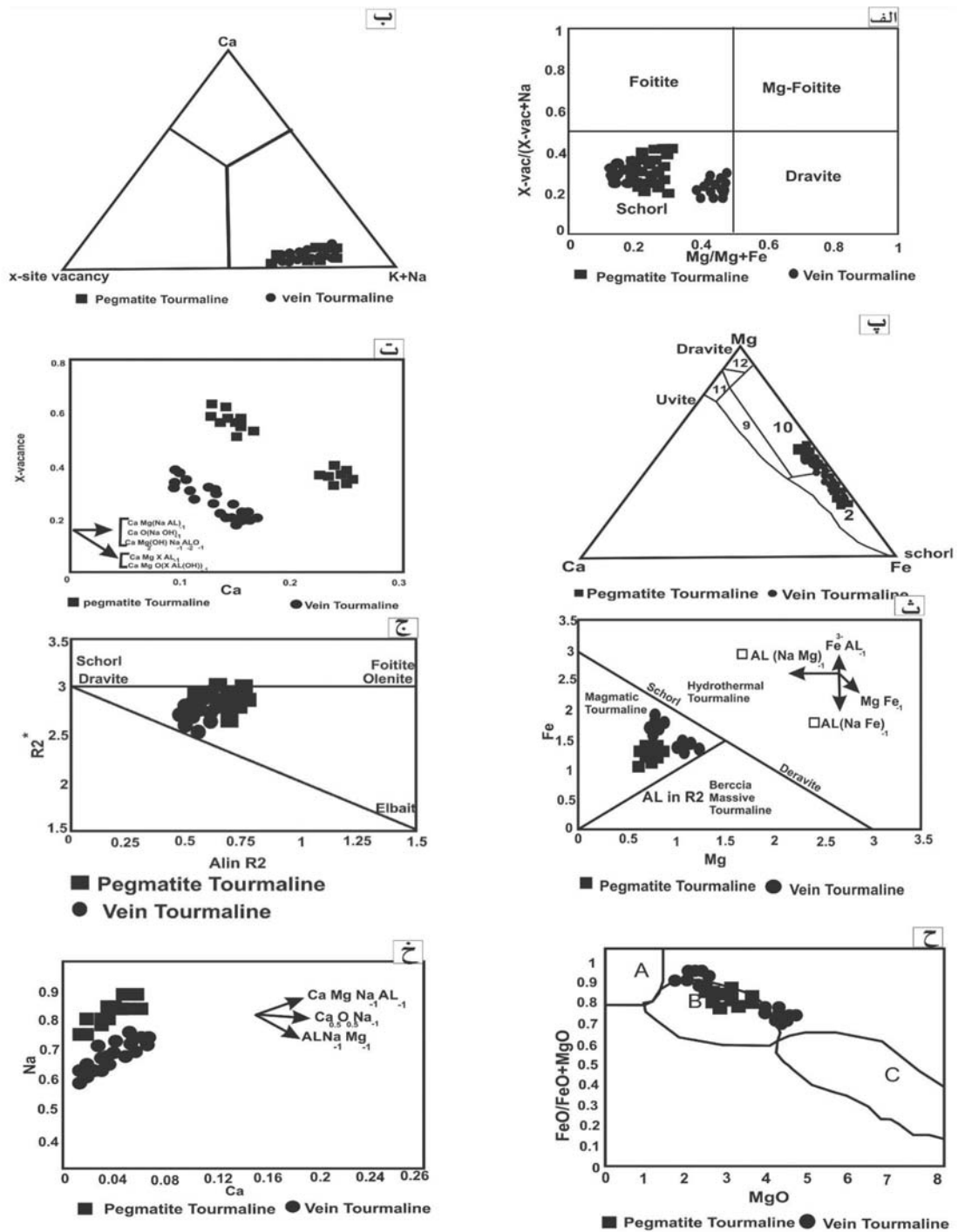
شکل ۳. الف) نمودار تعیین اندیس اشباع از آلومینیم سنگ میزبان پگماتیتی و رگه‌ای Al/NCK در مقابل Al/NK (ب) نمودار نمایی توپوگرافی شده REE سنگ میزبان و تورمالین پگماتیتی و رگه‌ای به کندریت (Boynton, 1984). پ) نمودار نرمالیز شده عناصر اصلی، عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی REE کانی تورمالین در پگماتیته و رگه‌ای به سنگ میزبان. ت) نمودار نرمالیز شده عناصر کمیاب تورمالین در پگماتیته و رگه‌ای به کندریت (Thompson, 1982)

نمودار Fe-Mg-Ca (Henry and Guidotti, 1985)، تورمالین‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتهای فقیر از لیتیم، پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آنها و سنگ‌های کوارتز - تورمالین، متاسامیت‌ها و متاپلیت‌های فقیر از Ca قرار می‌گیرند (شکل ۴-ت). در نمودار R_2^* در برابر Al in R_2 (London and Manning, 1995)، نمونه‌های آنالیز شده در زیر خط $R_2^* = 3$ قرار می‌گیرند که نشان می‌دهد جایگاه Y آنها به‌طور کامل پر نشده است. پر نشدن جایگاه Y در این نمونه‌ها را می‌توان به دلیل فعالیت‌های جانیشینی آلبائیت $LiAl(Mg,Fe)_1$ توجیه کرد (شکل ۴-ث). تغییرات Fe در برابر Mg نشان می‌دهد که تمامی نمونه‌ها در زیر خط $\Sigma (Fe+Mg) = 3$ قرار گرفته‌اند. بر اساس این نمودار، در تمامی نمونه‌هایی که دارای $\Sigma (Fe+Mg)$ کمتر از سه هستند، جانیشینی Al در جایگاه Y بیشتر است (London and Manning, 1995) (شکل ۴-ج). در بررسی غنی‌شدگی تورمالین‌ها از عناصر آلکالین مانند (Na و Ca) از نمودار Ca در برابر Na استفاده شده است (Henry and Dutrow, 1996) که بر این اساس، نمونه‌ها دارای سدیم بیشتر بوده و دارای Ca کمتر از ۰/۲ هستند که نشان‌دهنده مقادیر کم اوویت و داشتن تبادلاتی مانند $Ca+Mg=(Na+Al)_1$ و $Ca=X-vac+Na$ می‌باشند (شکل ۴-ح). در نمودار $FeO/FeO+MgO$ در برابر MgO تورمالین‌های پگماتیتهای در محدوده نسبت $FeO/FeO+MgO$ بیشتر از ۰/۸ و تورمالین‌های رگه‌ای در محدوده بین ۰/۶ تا ۰/۸ قرار می‌گیرند ولی تمایل بیشتر به داشتن نسبت بیشتر از ۰/۸ را دارند (شکل ۴-خ). اگر $FeO/FeO+MgO$ در تورمالین بیشتر از ۰/۸ باشد نشان‌دهنده بسته بودن سیستم ماگمایی و اگر کمتر از ۰/۶ باشد نشان‌دهنده بور با یک خاستگاه خارجی و باز بودن سیستم است (Samson and Sinclair, 1992). هر دو نوع تورمالین بر اساس نمودار $Fe/Fe+Mg$ در برابر Mg غنی‌شدگی از $Fe/Fe+Mg$ را نشان می‌دهند اما در تورمالین‌های رگه‌ای در تعدادی از نقاط تمایل به طرف Mg را می‌توان مشاهده کرد (شکل ۵-الف). در نمودار Na^*+Al^* نسبت به $Ca+Mg^*$ نمونه‌ها تمایل در جهت تبادلات چند ظرفیت $Ca+Mg=(X-vac+Al)_1$ وجود مقدار کم اوویت را نشان می‌دهند (شکل ۵-ب).

تورمالین رگه‌ای دارای مقادیر Fe_2O_3 ۱۳/۵۳ درصد وزنی) و MgO (۲/۹۶ درصد وزنی) می‌باشد. مقادیر CaO (۰/۶۸ درصد وزنی)، K_2O (۰/۰۸ درصد وزنی) و Na_2O (۲/۰۸ درصد وزنی) در تورمالین نسبت به سنگ میزبان کمتر است که این می‌تواند به دلیل تبلور آلبیت باشد (شکل ۳-پ)، و همچنین حاوی SiO_2 (۳۵/۰۴ درصد وزنی) و Al_2O_3 (۳۱/۵۲ درصد وزنی) می‌باشد. مقادیر عناصر کمیاب، Cs (۰/۵ ppm)، Sr (۸۰ ppm)، Ba (۱۲ ppm) و Rb (۲ ppm) و مقدار Zn (۷۸۰ ppm) است و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE ($La/Yb = ۱۶/۵$) همچنین آنومالی مثبت $Eu/Eu^* = ۱/۴۴$ دیده می‌شود که متفاوت با سنگ میزبان است و نسبت به سنگ میزبان دارای (۱۹) REE Σ می‌باشد (شکل ۳-الف).

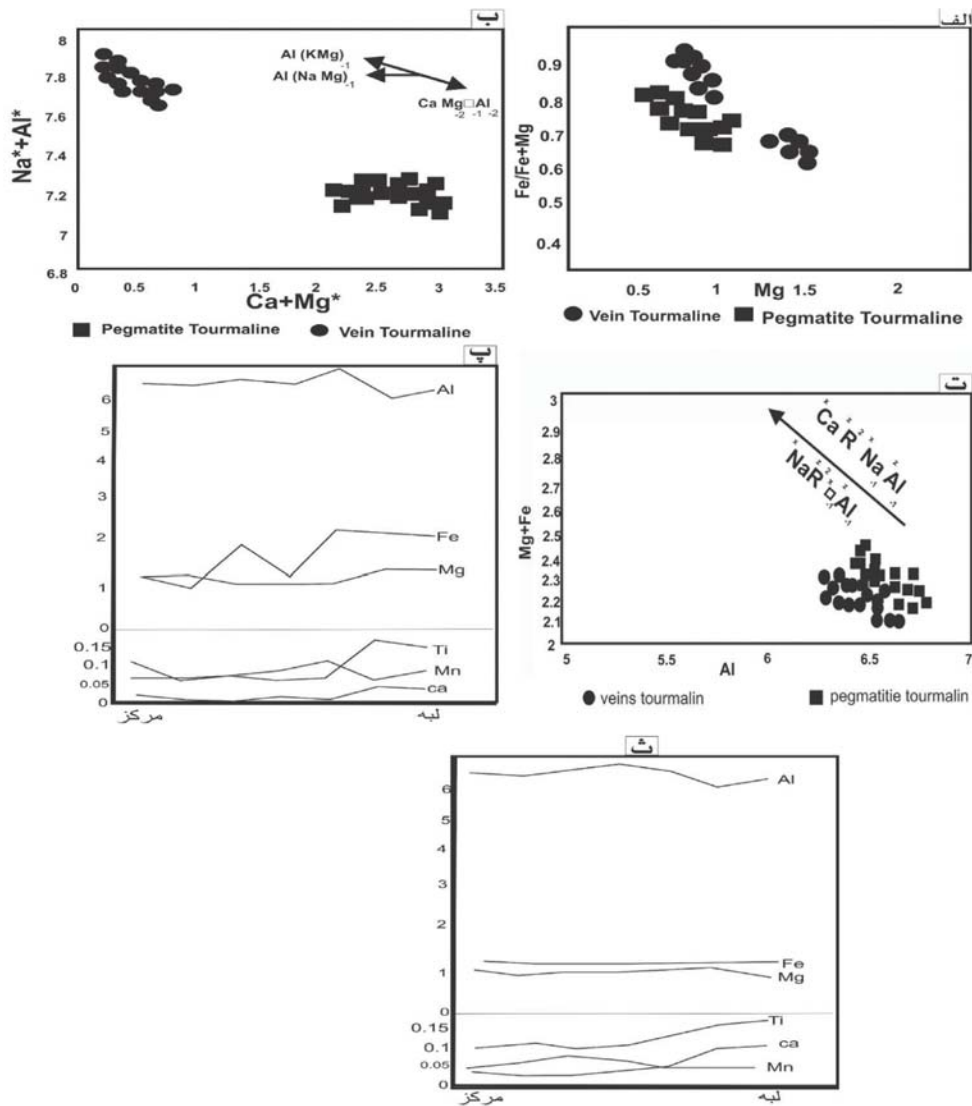
شیمی کانی تورمالین پگماتیتهای و تورمالین رگه‌ای

داده‌های آنالیز الکترومیکروپروپ کانی تورمالین پگماتیتهای در جدول ۱ و تورمالین رگه‌ای در جدول ۲ ارائه شده است. این تورمالین‌ها بر اساس نمودار $Mg/Mg+Fe$ در برابر $X-vac/X-vac+Na$ (Henry et al., 2002) در گسترده شورل قرار گرفته‌اند اما تورمالین‌های رگه‌ای تمایل بیشتری به سمت شورل غنی از منیزیم دارند (شکل ۴-الف). مقدار $Fe/Mg+Fe$ در تورمالین‌های پگماتیتهای بین ۰/۵۳ تا ۰/۸۵ و در رگه‌ای بین ۰/۵۲ تا ۰/۷۳ در تغییر است که نشان‌دهنده تمایل تورمالین‌ها در جهت شورل است. تورمالین‌ها بر اساس نمودار (K و Na، Ca) و همچنین وجود فضای خالی در جایگاه X (Hawthorn and Henry, 1999) در محدوده تورمالین‌های قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۴-ب). مقدار کمبود جایگاه X در تورمالین پگماتیتهای بین ۰/۲۳ تا ۰/۴۸ و در تورمالین‌های رگه‌ای ۰/۱۸ تا ۰/۴۴ در تغییر است که حاکی از عوامل جانیشینی مانند جانیشینی چند ظرفیتی فوئیت $X-vac+Al=Na+Mg$ در آن است و جانیشینی اوویت $Ca+Mg=Na+Al$ و $Ca+Mg=(Al(OH))_1$ نیز در این تورمالین‌ها دیده می‌شود (Henry and Dutrow, 1996) (شکل ۴-پ). میزان $Na/Na+Ca$ در تورمالین پگماتیتهای ۰/۹۴ تا ۰/۹۷ و در رگه‌ای ۰/۹۲ تا ۰/۹۷ است که نشان‌دهنده غنی بودن این تورمالین‌ها از سدیم می‌باشد. بر اساس



شکل ۴. الف) ترکیب تورمالین پگماتیته در محدوده شورل و تورمالین رگه‌ای به سمت شورل غنی از منیزیم قرار می‌گیرند (Henry et al., 2002). ب) نمودار مثلثی Ca، (Na+K) و X-site vacancy که در آن تورمالین‌های مورد مطالعه در محدوده آکالی قرار می‌گیرند (Hawthorn and Henry, 1999). پ) نمودار برای تعیین نوع جانشینی موجود در تورمالین‌ها (Henry and Dutrow, 1996). ت) موقعیت تورمالین‌های رگه‌ای و پگماتیته در نمودار مثلثی Ca-Fe-Mg که نمونه‌ها در موقعیت ۲ یعنی گرانتوئیدهای فقیر از لیتیم، پگماتیت‌ها و آپلیت‌ها وابسته به آنها و موقعیت ۱۰ یعنی سنگ‌های کوارتز-تورمالین، متاپسامیت‌ها و متاپلیت‌های فقیر از Ca قرار می‌گیرند (Henry and Guidotti, 1985). ث) نمودار $R2^* = Fe + Mg + Mn + Al$ و $Al \text{ in } R2$. $R2^* = Al + 1.33 + Si - 12$ به نسبت در برابر Fe (London and Manning, 1995). ج) قرارگیری نمونه‌ها در نمودار Ca در برابر (Henry and Dutrow, 1996). ح) قرارگیری تورمالین‌ها در نمودار B است (Samson and Sinclair, 1992). خ) نمودار $FeO/(FeO+MgO)$ در برابر MgO که نشان‌دهنده قرارگیری تورمالین‌ها در موقعیت B است (Samson and Sinclair, 1992).

بر اساس نمودار $Fe+Mg$ در مقابل Al (شکل ۵-پ)، و جانشینی‌های $Ca+(Mg, Fe)=Na$ Al و $Na(Mg, Fe)$ بین مقدار افزایش این پارامترها یک رابطه معکوس وجود دارد. $Vac-X$ Al = را نیز می‌توان حدس زد.



شکل ۵. الف) نمودار $Fe/(Fe+Mg)$ در برابر Mg که نشان‌دهنده تمایل بیشتر تورمالین‌ها در جهت Fe می‌باشد. ب) همبستگی وارون $Ca+Mg^*$ در برابر Na^+Al^* ، $Mg^* = Mg + Fe + Mn + 2Li - Ti$ ، $Na^* = Na + K$ $Al^* = Al + Fe^{3+} + 2Ti - Li$ (پ) نمودار تغییرات نسبت $(Fe+Mg)$ در برابر Al در تورمالین‌های رگه‌ای و پگماتیتی (ت) تغییرات منطقه‌بندی شیمیایی در تورمالین پگماتیتی. (ث) تغییرات منطقه‌بندی شیمیایی در تورمالین‌های رگه‌ای

بحث

(Broska, 2010). در منطقه مورد مطالعه با توجه به مطالعاتی که توسط کریم پور و همکاران (۱۳۹۰) بر روی لوکوگرانیت‌های مشهود انجام شده، این گرانیت‌ها جزء گرانیت‌های پرآلومینیم، بسیار تفریق یافته و حاصل از ذوب متاپلیت‌ها معرفی شده‌اند. از طرف دیگر با توجه به اندیس

تورمالین یک فاز معمول در لوکوگرانیت‌های پرآلومینیم است و زمانی که اندیس اشباع از آلومینیم به ۱/۲ برسد و Fe و Mg کافی در مذاب در دسترس باشد متبلور می‌شود (Wolf and London, 1997). ترکیب این کانی به شدت وابسته به ترکیب گرانیت می‌باشد (Kubiš and

حالت نامتعادل دانست. در تورمالین‌ها جانشینی‌هایی مانند $Al=Mg, Fe$ نیاز به جبران بار دارند که به‌وسیله کاهش پروتون از آنیون (OH) و یا با ایجاد جایگاه خالی در موقعیت X حاصل می‌شود. جایگاه خالی X و کاهش پروتون در تورمالین‌های سری شورل- در اویت رایج است (Foit and Rosenberg, 1977). با استفاده از نمودارهای جانشینی در قسمت ژئوشیمی تورمالین می‌توان دید که عمده جانشینی‌های صورت گرفته در آنها $Ca+Mg=X-vac+Al$ و $Ca+MgO=(Al(OH))_{-1}$ می‌باشد. البته جانشینی محدود $X-vac+Al=Na+Mg$ نیز در آنها مشاهده می‌شود. میزان $Na/Na+Ca$ در تورمالین پگماتیستی ۰/۹۴ تا ۰/۹۷ و در تورمالین رگه‌ای ۰/۹۲ تا ۰/۹۷ می‌باشد و حکایت از میزان بیشتر سدیم از سایر عناصر در جایگاه X دارد. سدیم در تورمالین با کاهش دما افزایش می‌یابد و همچنین میزان جایگاه خالی X به دما و غلظت سدیم در سیستم بستگی دارد (Von Goerne et al., 2001). در سیستم‌های غنی از H_2O احتمالاً جانشینی کمبود آلکالی رایج‌تر است (Gallagher, 1988). جانشینی کاهش پروتون به‌وسیله pH سیستم کنترل می‌شود (Henry et al., 2002). بر این اساس در مراحل اولیه تبلور پگماتیست‌ها احتمالاً شرایط تحت اشباع از آب ایجاد می‌شود و جانشینی $(OH)_{-1} = (Fe, Mg)_{-1} = AlO$ که در مورد تورمالین‌های مورد مطالعه بیشتر به‌صورت $Ca+MgO=(Al(OH))_{-1}$ می‌باشد صورت می‌گیرد و سپس محتوی H_2O با تکامل پگماتیست‌ها افزایش می‌یابد و جانشینی $X-vac+Al = Na + Mg$ صورت می‌گیرد. البته با توجه به وجود Ca و منیزیم کم در این مذاب‌های تفریق یافته، جانشینی $Ca = X-vac+Na$ و $Ca+Mg=(X-vac+Al)_{-1}$ نیز رخ می‌دهد. در تورمالین‌های مورد مطالعه میزان سدیم تورمالین‌ها از میزان سدیم سنگ میزبان‌شان کمتر است که این را می‌توان به تبلور آلبیت از ماگما نسبت دارد (Dutrow and Henry, 2000). محتوی کلسیم در تورمالین به‌طور نسبی به مقدار آنورتیت پلاژیوکلاز مرتبط است و این می‌تواند برای مرحله هیدرترمال در پگماتیست‌ها که در آن پلاژیوکلاز و تورمالین با هم ایجاد می‌شوند مهم

اشباع از آلومینیم (ASI) موجود در سنگ میزبان تورمالین پگماتیستی (۱/۴۸) و رگه‌ای (۱/۴۶)، آنها جزء سنگ‌های پرآلومین قرار می‌گیرند. معمولاً تورمالین‌ها در مذاب پرآلکان، متآلومین و کم آلومینیم و اندیس اشباع کمتر از ۱/۲ ناپایدارند (Wolf and London, 1997). محتوی Mn یک شاخص مناسب برای تشخیص تفریق است (Selway et al., 1999; Tindle, 2002) و در بررسی‌های آزمایشگاهی توسط Werding and Schryer (2002) همچنین بررسی‌هایی که بر روی سیستم‌های طبیعی توسط (2002) Grew بر روی تغییرات ترکیب تورمالین انجام شده است به این نتیجه رسیده‌اند که در طول تفریق ماگما، میزان Mn، Al و Fe/Fe+Mg تورمالین افزایش می‌یابد. (1993) London et al. نیز بیان کرده‌اند که با افزایش میزان تفریق ماگما، میزان B, F, P در مذاب افزایش می‌یابد و در این مذاب تفریق یافته غلظت مواد حل‌نشده به‌ویژه عناصر با شدت میدان بالا، افزایش می‌یابد. در تورمالین‌های مورد بررسی، تغییرات به‌صورت نوسانی می‌باشد ولی مقدار Fe، Al و Mn در آنها افزایش یافته و با توجه به وجود تورمالین در این سنگ‌ها می‌توان گفت که در اثر تفریق زیاد تشکیل شده‌اند. (2000) Dutrow and Henry بیان کردند که تغییر ترکیب شیمیایی تورمالین ممکن است حاصل از تغییر ترکیب سیال در هر مرحله از رشد بلور باشد و در مورد تغییرات نوسانی ترکیب در تورمالین‌های مورد مطالعه نیز می‌توان تغییر ترکیب مذاب در طی تفریق و به حالت اشباع رسیدن مذاب از عناصر مورد نیاز برای رشد تورمالین را پیشنهاد کرد. در همین راستا (1987) Ortoleva et al. بیان کرده‌اند که رشد یک کانی در محلول‌های فوق اشباع می‌تواند بدون اینکه در پارامترهای کنترل‌کننده خارجی تغییر ایجاد کند باعث ایجاد منطقه‌بندی شود. البته (1995) London and Maning تغییرات کوچک در منطقه‌بندی تورمالین‌های رگه‌ای را در اثر رشد سریع و شرایط نوسانی رشد در سیستم بسته می‌دانند. در منطقه مورد نظر نیز به علت ایجاد تورمالین‌های دندریتی در رگه‌ها که عمدتاً این اشکال در سردشدگی‌های شدید اتفاق می‌افتند می‌توان تغییر ترکیب در تورمالین رگه‌ای را به علت رشد در

نوع شورل با منیزیم متوسط و کمتر می‌باشد. از طرف دیگر نسبت $FeO/FeO + MgO$ در تورمالین‌های پگماتیتی ۰/۸ بوده که نشان‌دهنده بسته بودن سیستم و شرایط ماگمایی آنها می‌باشد اما این نسبت در تورمالین‌های رگه‌ای در برخی نمونه‌ها در محدوده بین ۰/۶ تا ۰/۸ می‌باشد که بیانگر سیستم ماگمایی- گرمایی می‌باشد. البته عوامل خارجی هم می‌تواند در طی تکامل آنها نقش داشته باشد گرچه نقش این عوامل ناچیز است. این را می‌توان از محتوی بیشتر Ti تورمالین نسبت به سنگ میزبان دید که احتمالاً این مقدار Ti از محیط خارجی و یا در اثر فعالیت مواد فرار بوردار و اسیدی از تجزیه بیوتیت حاصل شده و در مراحل پایانی تکامل ماگما و در حضور عناصری مانند بور و فلوئور فاز سیال را ترجیح می‌دهد و سپس وارد ساختمان تورمالین می‌شود. (Hezel et al., 2011). بیان کردند که هم‌رشدی تورمالین و فلدسپات نشان‌دهنده گذر از سیستم ماگمایی به گرمایی می‌باشد. در نمونه‌های مورد مطالعه در هر دو نوع تورمالین مشاهده شد که تورمالین بر روی فلدسپات رشد کرده که این می‌تواند حاصل تاثیر فازهای غنی از بخار بر روی فلدسپات در طی تکامل پگماتیست باشد. (Jiang et al., 1995). بیان کرده‌اند که عناصری مانند قلع، تنگستن، مولیبدن، سرب و روی تجمع پوسته‌ای دارند و این فلزات توسط گرماب‌ها و به‌خصوص هالوژن‌ها حمل می‌شوند و بیشتر در کانی‌های حاوی هالوژن (فلوئور و برم) جمع می‌شوند و این عناصر در طول فرآیند تکامل ماگما رفتار ناسازگار دارند. از این رو آنومالی روی می‌تواند به علت تفریق زیاد ماگمایی و قرارگیری Zn در مذاب آبگون حاوی هالوژن‌ها باشد. در کل تورمالین جدا شده از مذاب در اثر تفریق بلوری قادر به تفکیک عناصر کمیاب زیادی به استثنای بور نیست (Vicent and Hinsburg, 2011). Eu در تورمالین در جایگاه X قرار می‌گیرد و احتمالاً این آنومالی به دلیل وجود کلسیم در جایگاه X تورمالین است (Vicent and Hinsburg, 2011). با توجه به حضور Ca در جایگاه X تورمالین می‌توان آنومالی Eu در تورمالین‌های مورد مطالعه را به حضور این عنصر در جایگاه X و همچنین تفریق زیاد ماگما نسبت داد. تورمالین‌های موجود در پگماتیست‌ها و

باشد (Hezel et al., 2011). معمولاً تورمالین‌های با کلسیم بالا در پگماتیست‌ها در اثر تفریق بلوری ایجاد نمی‌شوند، زیرا طبق نظر (Neiva et al., 2008). در طول تکامل ماگمایی گرانیتی، محتوی آنورتیت در پلاژیوکلازها و Ba در فلدسپارهای آلکالن از گرانیت والد به پگماتیست و آپلیت کاهش می‌یابد. تنوع در رنگ تورمالین در زیر میکروسکوپ و ایجاد منطقه‌بندی در آن می‌تواند به دلیل تفریق در مرحله تأخیری و به تغییرات میزان Ca، Ti، Fe مرتبط باشد. تورمالین سبز آبی Ca، Ti، Fe پایین‌تری نسبت به تورمالین قهوه‌ای دارد که این نکته را می‌توان در مورد تورمالین‌های مورد مطالعه در نمودارها (شکل ۵- ت و ث) مشاهده کرد. همان‌طور که مشاهده می‌شود تغییرات به‌صورت نوسانی می‌باشد و این دلالت بر تغییر ترکیب مذاب در طول ته‌نشینی تورمالین و همچنین واکنش بین سیال- سنگ دارد. اما عامل تغییر رنگ در تورمالین می‌تواند به دلایل دیگری مانند فرآیند انتقال بار و حضور عناصر کمیاب و ساختار ناقص بلور نیز باشد (Faye et al., 1974). رگه‌های حاوی کوارتز- تورمالین می‌توانند به‌وسیله تبلور از بخارات ساخته شده از گازگیری مایع سیلیکات- گرانیت ساخته شوند (Smith and Deer et al., 1996). Yardely, 1996 عقیده دارد که تورمالین‌زایی ممکن است با ایجاد بور در مرحله پنوماتولیتیک رخ دهد و بور از کانی‌هایی نظیر بیوتیت اولیه گرفته شود و سپس فلدسپات با تورمالین جایگزین می‌شود اما جایگزینی برای کوارتز رخ نمی‌دهد و در پایان رگه‌های کوارتز- تورمالین شکل می‌گیرند. تورمالین با منشأ ماگمایی دارای نسبت Fe/Mg بالا، F بالا و Al در جایگاه Y می‌باشد که این عامل خود دلیل بر وجود جایگاه خالی X در تورمالین‌های ماگمایی می‌باشد اما تورمالین‌های هیدروترمال دارای منطقه‌بندی ترکیبی هستند و گرایش به ترکیبات غنی از Mg و نزدیک به محلول جامد سری شورل- دراویت را دارند (Benard et al., 1985). در بررسی شیمی کانی، بین دو نوع تورمالین مورد مطالعه تفاوت‌های زیادی وجود نداشت به‌جز اینکه ترکیب تورمالین در رگه‌های غنی از تورمالین، بیشتر به سمت غنی‌شدگی از منیزیم تمایل دارد و در واقع شورل‌های غنی از منیزیم هستند اما تورمالین پگماتیستی از

ولی در بخش‌های حاشیه که احتمال واکنش با کانی‌ها و دیگر مواد موجود در سنگ میزبان را دارند ترکیب منیزیم‌دار دارند و حاشیه‌های روشن اطراف رگه‌ها نیز می‌تواند به دلیل همین تبادلات ایجاد شود. منطقه‌بندی موجود در آنها هم می‌تواند به دلیل تغییر ترکیب مذاب سازنده آنها باشد ولی می‌تواند به دلیل سردشدگی سریع آنها نیز ایجاد شده باشد. بدین صورت که باقیمانده ماگمای گرانیتی ضمن سرد شدن به دو مایع تفکیک می‌شود و پس از تشکیل پگماتیت‌ها، ترکیب سیال باقی مانده به سمت خصوصیات گرمایی تمایل پیدا کرده و همچنین این سیال با سیال‌های جوی آغشته شده و در طی سرد شدن، رگه‌های با ضخامت کم و غنی از تورمالین را می‌سازد که ترکیب تورمالین آن به سمت شورلیت‌های غنی از منیزیم تمایل دارد. از طرفی تورمالین‌های رگه‌ای را می‌توان به تکامل گازهای حاوی بور در مرحله پنوماتولیتیک نیز نسبت داد که در این مرحله تورمالین می‌تواند بر روی فلدسپات‌ها رشد کرده باشد.

منابع:

- زال، ف.، ۱۳۹۳. ژئوشیمی و تعیین منشا تورمالین در گرانیت‌های (g2) مشهد. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، ۱۱۰.
- صمدی، ر.، میرنژاد، ح.، شیردشت زاده، ن. و کاواباتا، ه.، ۱۳۹۱. کاربرد شیمی گارنت در بررسی ترمودینامیک تونالیت ده نو (شمال غرب مشهد)، ایران. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۲۰ (۲)، ۴۵۳-۲۶۴.
- طهماسبی، ز.، زال، ف. و احمدی خلجی، ا.، ۱۳۹۴a. ریخت‌شناسی تورمالین در گرانیت‌های مشهد (g2) با استفاده از آنالیز فراکتال و تئوری اجتماع با انتشار محدود (DLA). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۲۳ (۳)، ۴۱۷-۴۲۸.
- طهماسبی، ز.، زال، ف. و احمدی خلجی، ا.، ۱۳۹۴b. ژئوشیمی و سازوکار تشکیل تورمالین گرهکی در گرانیت‌های (g2) مشهد. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۲۳ (۳)، ۵۶۹-۵۸۴.
- کریم پور، م. ح.، فارمر، ل. و استرن، چ.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی رادیو ایزوتوپ‌ها Rb-Sr و Sm-Nd، سن سنجی زیرکن U-Pb و تعیین منشأ لیکوگرانیت‌های خواجه مراد،

رگه‌ها آنومالی‌های Eu مثبتی را نسبت به سنگ میزبان نشان می‌دهند در حالی که میزان Eu در تورمالین‌ها نسبت به سنگ میزبان آنها کمتر است. جاننشینی Eu به دما، فوگاسیته و اندازه یون بستگی دارد (Bau, 1991). با توجه به این که REEها، مذاب را به سیال آبدار ترجیح می‌دهند (Flynn and Burnham, 1978) و همچنین هالوزن‌ها به‌ویژه فلوتور توانایی تحرک عناصر نادر خاکی را دارند و چون این عناصر در مذاب حاوی عناصر سازنده تورمالین زیاد هستند پس اگر تورمالین از سیال آبدار متبلور شده باشد دارای غلظت REE پایین‌تری می‌باشد، لذا تورمالین مشتق شده از سیال آبدار نسبت به تورمالین حاصل از مذاب از REE فقیرتر است.

نتیجه‌گیری

هر دو نوع تورمالین مورد مطالعه وابسته به تورمالین‌های شورل و آلکالی می‌باشند، با این تفاوت که نوع پگماتیتهی صرفاً ماگمایی و شورل غنی از آهن است اما نوع رگه‌ای حدفاصل ماگمایی - گرمایی و شورل غنی از منیزیم است. همچنین عناصر اصلی سازنده هر دو نوع تورمالین پگماتیتهی و رگه‌ای ماگمای تکامل یافته‌ای است که در ضمن تکامل خود دچار تغییرات شده است. تورمالین‌های پگماتیتهی بیشتر در اثر فرآیندهای ماگمایی ایجاد شده‌اند و این را از بلورهای شکل‌دار و غنی از آهن و همچنین شواهد دیگر ذکر شده می‌توان استنباط کرد. همچنین این مطلب را نیز باید در نظر گرفت که در طول تکامل ماگمای سازنده این تورمالین‌ها، تنها مواد درونی ماگما نقش ندارند بلکه عوامل خارجی نیز دخالت دارند. برای مثال مقدار بیشتر Ti تورمالین نسبت به سنگ میزبان احتمالاً بیانگر این است که این مقدار Ti از محیط خارجی وارد ساختمان تورمالین شده است. تغییرات نوسانی در عناصری مانند کلسیم، منیزیم و تیتانیم نیز می‌تواند به دلیل تأثیر مواد فرار بر روی مواد اطراف تورمالین در حال رشد باشد اما در مورد رگه‌های تورمالین‌دار و بر اساس شواهد می‌توان آنها را به تکامل پگماتیت‌ها نسبت داد. این تورمالین‌ها در بخش‌های مرکزی رگه‌ها به‌صورت تورمالین‌های با ترکیب آهن بیشتر و شورل متبلور می‌شوند

nated and nodular tourmaline from leucocratic granites: examples from the Bohemian Massif, Czech Republic. *Lithos*, 95, 148-164.

- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1996. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Pearson Prentice Hall, Harlow.

- Dini, A., Corretti, A., Innocenti, F., Rocchi, S. and Westerman, D.S., 2007. Sooty sweat stains or tourmaline spots? The Argonauts at Elba Island (Tuscany) and the spread of Greek trading in the Mediterranean Sea. In Piccardi, L., Masse, W. B. (eds) *Myth and Geology*. Geological Society, London, Special Publications, 273, 227-243.

- Dutrow, B.L. and Henry, D.J., 2000. Complexly zoned fibrous tourmaline, Cruzeiro mine, Minas Gerais, Brazil: a record of evolving magmatic and hydrothermal fluids. *The Canadian Mineralogist*, 38, 131-143.

- Faye, G.H., Manning, P.G., Gosselin, J.R. and Tremblay, R.G., 1974. The optical absorption spectra of tourmaline: importance of charge-transfer processes. *The Canadian Mineralogist*, 12, 370-380.

- Flynn, R.T. and Burnham, C.W., 1978. An experimental determination of rare earth partition coefficients between chloride containing vapor phase and silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, 685-701.

- Foit, F.F. and Rosenberg, P.E., 1977. Coupled substitutions in the tourmaline group. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 62, 109-117.

- Gallagher, V., 1988. Coupled substitutions in schorl-dravite tourmaline: new evidence from SE Ireland. *Mineralogical Magazine*, 52, 637-650.

- Grew, E.S., 2002. Borosilicates (exclusive of tourmaline) and boron in rock-forming

مشهد، ایران. فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۲۰(۸۰)، ۱۷۱-۱۸۲.

- میرنژاد، ح.، ۱۳۷۰. پترولوژی گرانیت‌ها و پگماتیت‌های جنوب مشهد. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پردیس علوم، دانشگاه تهران، ۲۵۹.

- ولی‌زاده، م.و. و کریم‌پور، م.ح.، ۱۳۷۴. منشأ و موقعیت تکتونیکی گرانیت‌های جنوب مشهد، مجله علوم، دانشگاه تهران، ۲۱(۱)، ۷۱-۸۲.

- Agrosi, G., Bosi, F., Lucchesi, S., Melchiorre, G. and Scandale, E., 2006. Mn-tourmaline crystals from island of Elba (Italy): growth history and growth marks. *American Mineralogist*, 91, 944-952.

- Alberti, A. and Moazzez, Z., 1974. Plutonic and metamorphic rocks of the Mashhad area (northeastern Iran, Khorasan). *Bolletton Society Geological Italy*, 93, 1157-1196.

- Bau, M., 1991. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology*, 93, 219-230.

- Beaty, D.W., Hahn, G.A. and Threlkeld, W.E., 1988. Field, isotopic, and chemical studies of tourmaline-bearing rocks in the Belt-Purcell Supergroup: genetic constraints and exploration significance for Sullivan type ore deposits. *The Canadian Mineralogist Earth Sciences*, 25, 392-402.

- Bernard, F., Moutou, P. and Pichavant, M., 1985. Phase relations of tourmaline leucogranites and the significance of tourmaline in silicic magmas. *Journal of Geology*, 93, 271-291.

- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements meteorite studies. In: Henderson, P. (ed) *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, 63-114.

- Buriánek, D. and Novák, M., 2007. Compositional evolution and substitutions in dissemi-

- minerals in metamorphic environments. In *Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 2nd printing (E.S. Grew & L.M. Anovitz, eds.). Review in *Mineralogy*, 33, 387-502.
- Hawthorne, F.C. and Henry, D.J., 1999. Classification of the minerals of the tourmaline group. *European Journal of Mineralogy*, 11, 201-215.
 - Henry, D.J. and Dutrow, B.L., 1992. Tourmaline in a low grade clastic metasedimentary rock: an example of the petrogenetic potential of tourmaline. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 112, 203-218.
 - Henry, D.J. and Dutrow, B.L., 1996. Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. In: Grew Es, Anovitz LM (eds) *Boron. Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, The Mineralogical Society of America, Washington, DC, Review in *Mineralogy*, 33, 503-557.
 - Henry, D.J., Dutrow, B.L. and Selverstone, J., 2002. Compositional asymmetry in replacement tourmaline - an example from the Tauern Window, Eastern Alps. *Geological Materials Research*, 4(2), 1-18.
 - Henry, D. J. and Guidotti, C.V., 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite grade metapelites of NW-Marine. *American Mineralogist*, 70, 1-15.
 - Hezel, D.C., Kalt, A., Marschall, H.R., Ludwig, T. and Meyer, H.P., 2011. Major element and Li, Be compositional evolution of tourmaline in an s-type granite-pegmatite system and its country rocks: an example from Ikaria, Aegean Sea, Greece. *The Canadian Mineralogist*, 49, 321-340.
 - Jiang, S.Y., Palmer, M.R., Li, Y.H. and Xue, C.J., 1995. Chemical compositions of tourmaline in the Yindongzi-Tongmugou Pb-Zn deposits, Qinling, China: Implications for hydrothermal ore-forming processes. *Mineralium Deposita*, 30, 225-234.
 - Jiang, S.Y., Radvanec, M., Nakamura, E., Palmer, M., Kobayashi, K., Zhao, H.X. and Zhao, K.D., 2008. Chemical and boron isotopic variations of tourmaline in the Hnilec granite-related hydrothermal system, Slovakia: constraints on magmatic and metamorphic fluid evolution. *Lithos*, 106, 1-11.
 - Kubiš, M. and Broska, I., 2010. The granite system near Betliar village (Gemeric Superunit, Western Carpathians): evolution of a composite silicic reservoir. *Journal of Geosciences*, 55, 131 - 148.
 - London, D., Babb, H.A., Morgan, G.B. and Lommi, J.L., 1993. Behavior and effects of phosphorus in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ at 2000 MPa (H_2O). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113, 450- 460.
 - London, D. and Maning, D.A.C., 1995. Chemical variation and significance of tourmaline from SW England. *Economic Geology*, 90, 495-519.
 - London, D., Morgan, G.B. and Wolf, M.B., 1996. Boron in granitic rocks and their contact aureoles. In *Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry* (E.S. Grew & L.M. Anovitz, eds.). Review in *Mineralogy*, 33, 299-330.
 - Mirnejad, H., Lalonde, A.E., Obeid, M. and Hasanzadeh, J., 2013. Geochemistry and petrogenesis of Mashhad granitoids: An insight into the geodynamic history of the Paleo-Tethys in northeast of Iran. *Lithos*, 170, 105-116.
 - Neiva, A.M.R., Gomes, M.E.P., Ramos, J.M.F. and Silva, P.B., 2008. Geochemistry of granitic aplite pegmatite sills and their minerals from Arcozelo da Serra area (Gouveia, central Portugal). *European Journal of Mineralogy*, 20,

465-485.

- Nemeč, D., 1975. Genesis of tourmaline spots in leucocratic granites. *Neues Jahrbuch Mineralogic Monatshefte*, 7, 308-317.
- Ortoleva, P., Merino, E., Chadam, J. and Moore, C., 1987. Geochemical self-organization I: Reaction- transport Feed backs and modeling approach. *American Journal of Sciences*, 287, 979-1007.
- Samson, I.M. and Sinclair, W.D., 1992. Magmatic hydrothermal fluids and the origin of quartz-tourmaline orbicles in the Seagull Batholith, Yukon Territory. *Canadian Mineralogist*, 30, 937-954.
- Selway, J.B., Novák, M., Černý, P. and Hawthorne, F.C., 1999. Compositional evolution of tourmaline in lepidolite-subtype pegmatites. *European Journal of Mineralogy*, 11, 569-584.
- Selway, J.B., Novák, M., Černý, P. and Hawthorne, F.C., 2000a. The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. XIII. Exocontact tourmaline. *Canadian Mineralogist*, 38, 869-976.
- Selway, J.B., Černý, P., Hawthorne, F.C. and Novák, M., 2000b. The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. XIV. Internal tourmaline. *Canadian Mineralogist*, 38, 877-891.
- Selway, J.B., Smeds, S.A., Černý, P. and Hawthorne, F.C., 2002. Compositional evolution of tourmaline in the petalite-subtype Nyköpinggruvan pegmatites, Utö, Stockholm Archipelago, Sweden. *Geologiska föreningen*, 124, 93-102.
- Smith, M.P. and Yardley, B.W.D., 1996. The boron isotopic composition of tourmaline as a guide to fluid processes in the southwestern England Orefield: an ion microprobe study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 1415-1427.
- Taheri, J. and Ghaemi, F., 1994. Geological sheet map of Mashhad, 1:100000 scale, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Tindle, A.G., Breaks, F.W. and Selway, J.B., 2002. Tourmaline in petalite-subtype granitic pegmatites: evidence of fractionation and contamination from the Pakeagama Lake and Separation Lake areas of northwestern Ontario, Canada. *The Canadian Mineralogist*, 40, 753-788.
- Thompson, A.B., 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, 18, 50-107.
- Vincent, J. and Hinsberg, V., 2011. Preliminary experimental data on trace-element partitioning between tourmaline and silicate melt. *The Canadian Mineralogist*, 49, 153-163.
- VonGoerne, G., Franz, G. and Heinrich, W., 2001. Synthesis of tourmaline solid solutions in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{B}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}-\text{HCl}$ and the distribution of Na between tourmaline and fluid at 300 to 700°C and 200 MPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141, 160-173.
- Werding, G. and Schreyer, W., 2002. Experimental studies on borosilicates and selected borates. In *Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 2nd printing (E. S. Grew & L. M. Anovitz, eds.). *Review in Mineralogy*, 33, 117-163.
- Wolf, M.B. and London, D., 1997. Boron in granitic magmas: stability of tourmaline in equilibrium with biotite and cordierite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 130, 12-30.