



سازوکار شکل گیری ندول های تورمالین در منطقه ی بروجرد (دهگاه-سرسختی)

زهرا طهماسبی

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان

(دریافت مقاله: ۹۱/۱۱/۲۲، نسخه نهایی: ۹۲/۳/۱۳)

چکیده: بر اساس مشاهدات صحرایی، سنگ میزبان گرهک های تورمالین منطقه ی دهگاه، از دایک های اسیدی (آپلیت ها) و در منطقه سرسختی، از مونوزوگرانیت ها تشکیل شده اند. در این مناطق، گرهک ها از تورمالین، کوارتز و فلدسپار قلیایی به وجود آمده اند با این تفاوت که میزان کانی های روشن در گرهک های دهگاه کمتر است. بیهنجاری منفی Eu، غنی شدگی از LREE، کاهش HREE و الگوی جدایش یافته از عناصر نادر خاکی در سنگ های میزبان این دو منطقه دلالت بر خاستگاه ماگمای مولد آن ها از ذوب بخشی متاپلیت ها دارد. وجود منطقه بندی، داشتن ترکیب شورلیت - دراویت تورمالین ها، انباشت گرهک ها در سقف توده و کاهش فراوانی آن ها با افزایش عمق، نسبت پایین Fe/Fe+Mg در برخی از گرهک ها (دراویت)، وجود هاله ی روشن و شکاف های مو مانند پیرامون گرهک های سرسختی از جمله شواهدی است که جدایش شاره به وجود آورنده ی آن ها به آرامی رخ داده و با شاره سنگ درونگیر (متاپلیت ها) واکنش داده و در یک شرایط ماگمایی - گرمایی شکل گرفته اند. در حالی که تورمالین های دهگاه با داشتن ترکیب شورلیت، سنگ میزبان با ساخت صفحه ای (آپلیت)، عدم منطقه بندی، نبود هاله ی روشن و عدم وجود شکاف های موماند نشان می - دهند که شاره ی ماگمایی بوردار با شاره ی درونگیر (متاپلیت ها) واکنش نداده و به سرعت در دایک های اسیدی میزبان با شرایط کاملاً ماگمایی تزریق و منجر به تبلور گرهک های تورمالین شده است. بنابراین رفتار و سرعت متفاوت بور در سیستم های ماگمایی - گرمایی، فاکتور اصلی انباشت تورمالین و تشکیل گرهک در این دو منطقه بوده است.

واژه های کلیدی: سرسختی؛ دهگاه؛ گرهک تورمالین؛ شورلیت - دراویت.

مقدمه

تورمالین یک کانی آبدار بوروسیلیکاتی با فرمول $XY_3Z_6(T_6O_{18})(BO_3)_3$ است که در آن: $X = Ca, Na, K, \square$; $Y = Li, Mg, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Al, Cr^{3+}, V^{3+}, \text{vacancy}$; $T = Si, Al, Z = Mg, Al, Fe^{3+}, V^{3+}, Cr^{3+}, Fe^{3+}, (Ti^{4+})$; $B = B, \square \text{ vacancy}$. این کانی در دما، فشار و محیط های زمین شناسی مختلفی به وجود می آید [۱-۴]. در سنگ های گرانیتی تورمالین معمولاً به صورت همگن متبلور می شود و ترکیب شورلیت و گاهی البایت دارد اما هنگامی که به شکل های خاص از جمله گرهکی یا کروی است، سازوکار آن ساده

نیست [۵].

برای انباشت تورمالین در سنگ های گرانیتوئیدی، اسامی متفاوتی با نام های لکه، غده، نقطه، کره، زنگوله، بسته، گرهک، لخته، ندول و غیره استفاده می شود [۵-۷] که در حقیقت به صورت انباشتی کروی با خاستگاه و شکل ظاهری متفاوت دیده می شوند و شامل یک هسته از تورمالین + کوارتز + فلدسپار با قطر یک تا ۱۰ سانتی مترند. این انباشت های کروی گاهی با حاشیه های سفید و گاهی بدون حاشیه مشاهده می شوند. با وجود اینکه تا کنون گرهک های تورمالین توسط پژوهشگران متعددی مورد بحث و بررسی قرار گرفته اند، ولی هنوز خاستگاه،

شناسی گرهک‌ها، سنگ‌نگاری مرکز و حاشیه گرهک و سنگ-های میزبان آن‌ها، ژئوشیمی گرانیتوئیدها و داده‌های شیمی بلور تورمالین‌های گرهکی دهگاه و سرسختی است.

زمین‌شناسی عمومی

منطقه‌ی مورد بررسی در استان‌های لرستان و مرکزی شرق و شمال شرق شهرستان بروجرد بین طول‌های جغرافیایی $48^{\circ}45'$ تا $49^{\circ}30'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی در 33° تا 34° شمالی واقع شده‌است [۱۵] (شکل ۱). این منطقه از نظر زمین‌شناسی بخشی از منطقه‌ی سسندج-سیرجان محسوب می‌شود و علی‌رغم زمین ساخت شدیدی که پیچیدگی‌هایی در زمین‌شناسی منطقه به‌وجود آورده‌است، می‌توان ردیفی از سنگ‌ها را تشخیص داد به طوری که قدیمی‌ترین سنگ‌ها در این منطقه به پالئوزوئیک وابسته است و نهشته‌های قدیمی‌تر از تریاس فوقانی وجود ندارد [۱۶].

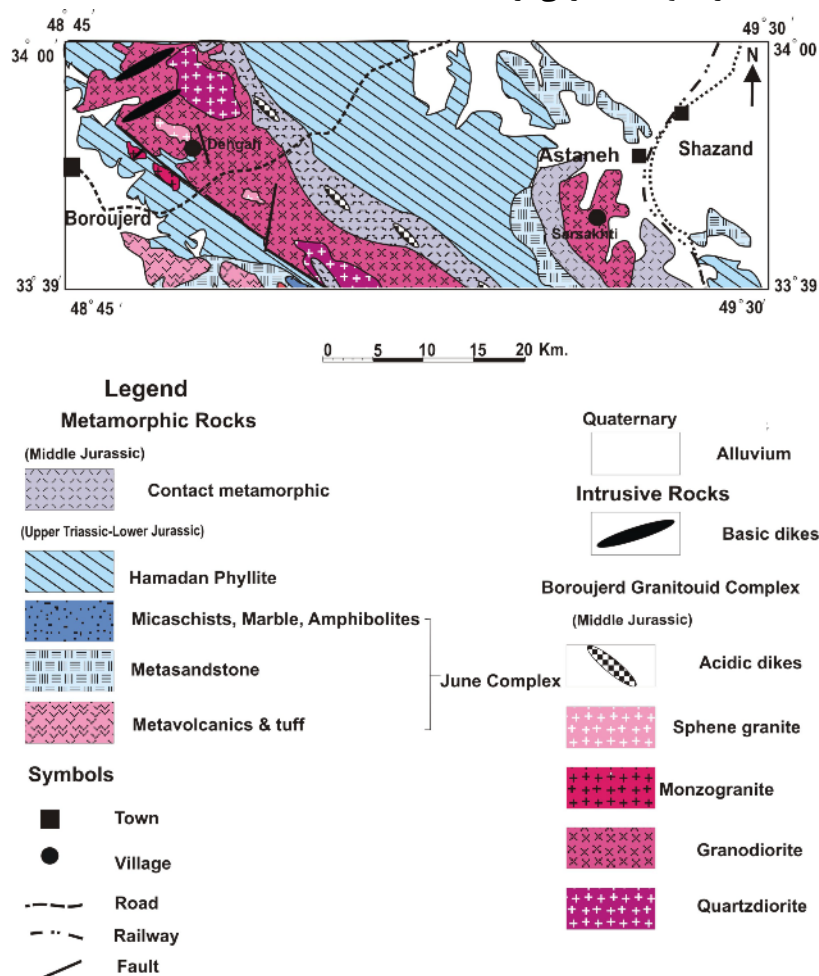
ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی آن‌ها به‌طور دقیق مشخص نشده است. با این حال در این مورد چهار سازوکار مطرح‌اند که عبارتند از:

۱- گرهک‌ها از جانشینی پسا ماگمایی (تأخیری) یک شارهی غنی از B مراحل انتهایی تبلور ماگما که باعث دگرسانی گرانیت‌های از پیش متبلور شده می‌شوند، به‌وجود می‌آیند. این شاره در شکستگی‌ها و شکاف‌های ریزی که در مرز بلورها وجود دارند، تزریق می‌شوند [۹، ۸].

۲- جدایی شارهی غنی از B آبدار غیر قابل آمیخته شدن، از شارهی گرانیتی در مرحله ماگمایی- گرمایی باعث تشکیل گرهک‌های تورمالین می‌شود [۱۰-۱۳].

۳- جانشینی شارهی غنی از B در زینولیت‌های پهنه‌ای [۷].

۴- تبلور از یک توده‌ی گرانیتی غنی از B [۱۴]. هدف از ارائه این مقاله بررسی چگونگی تشکیل و خاستگاه گرهک‌های تورمالین با استفاده از شواهد صحرایی، ریخت



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی [۱۵].

دیده می شوند (شکل ۲ الف و ب) و در روستای سرسختی نیز مونزوگرانیت های تورمالین داری وجود دارند که تورمالین همراه با کوارتز به صورت گرهک روی سطح این سنگ ها تشکیل شده است (شکل ۲ پ و ت).

کانی های اصلی دایک های اسیدی دهگاه و مونزوگرانیت های سرسختی عبارتند از کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، فلدسپار پتاسیم و فازهای فرعی شامل زیرکن، آپاتیت و کانی های کدر. کوارتز با بافت موزاییکی با اندازه ی یک میلی متر مشاهده می شود. پلاژیوکلاز با اندازه ی مشابه با کوارتز و همراه با آن دیده شد. بیوتیت با سمت گیری ضعیف و گاه دگرسان شده به کلریت است. در نمونه ی دستی، گرهک های سرسختی دارای بخش مرکزی تیره و حاشیه ی روشن اند که این حاشیه روشن در واقع یک منطقه ی انتقالی بین مونزوگرانیت های میزبان و هسته ی گرهک هاست. این تغییر رنگ در نتیجه تبادل های یونی بین مرکز و حاشیه گرهک های تورمالین به وجود آمده است و در نتیجه منجر به پایداری بیشتر مرکز گرهک نسبت به حاشیه ی آن شده است. هاله ی روشن گرهک های سرسختی فاقد کانی های مافیک از جمله بیوتیت است و شامل کوارتز، فلدسپار پتاسیم و مسکوویت با اشکال بافتی مشابه با مونزوگرانیت های میزبان است با این تفاوت که اندازه آن ها تغییر کرده است (شکل ۲ پ و ت). از ویژگی های روشن گرهک های دهگاه که در دایک های اسیدی (آپلیت ها) مرحله پایانی تبلور ماگما تشکیل شده اند، تیره تر بودن و بدون حاشیه ی روشن پیرامون آن ها است (شکل ۲ الف و ب). از تفاوت های ظاهری دیگر در شکل گرهک های این دو منطقه وجود شکاف های موماند یا میارولیتی در گرهک های سرسختی و عدم هرگونه شکستگی در گرهک های دهگاه است. وجود شکاف های موماند در گرهک های منطقه سرسختی شاهد مهمی برای به دام افتادن شاره های غنی از B در مراحل انتهایی تبلور ماگماست.

هسته ی گرهک ها شامل تورمالین، کوارتز و فلدسپار است. در هر دو منطقه، تورمالین در گرهک ها سمت گیری خاصی ندارد. کوارتز و فلدسپار در مرکز گرهک های سرسختی بیشتر قابل مشاهده اند. تورمالین در مرکز گرهک های دهگاه متراکم تر و معمولاً بدون رده بندی مشخص است در حالی که

بالاترین بخش از ردیف دگرگونی را سنگ های پهنه ای دگرگون شده موسوم به فیلیت های همدان تشکیل می دهند که دستخوش دگرگونی دماجنشی در حد رخساره شیست سبز (زون کلریت) قرار گرفته اند و بیشتر شامل اسلیت و فیلیت می شوند [۱۷]. مهم ترین حادثه ی زمین شناسی که در این ناحیه رخ داده است پیدایش توده های گرانیتوئیدی بروجرد و آستانه در زمان ژوراسیک میانی است که درون این فیلیت ها نفوذ کرده اند و دگرگونی مجاورتی که با شیست های لکه دار شروع و به هورنفلس ها و میگماتیت ها ختم می شود در اثر نفوذ آن ها رخ داده اند ([۱۸، ۱۵]، شکل ۱).

روش کار

برای تعیین ترکیب، نوع و خاستگاه تورمالین های گرهکی در مناطق مورد بررسی، در مجموع ۱۵ نمونه از گرهک های تورمالین روستاهای دهگاه و سرسختی برداشت و مقطع نازک و نازک- صیقلی از آن ها تهیه شد.

از گرانیتوئیدهای میزبان آن ها که در دهگاه دایک های اسیدی (آپلیت ها) و در سرسختی مونزوگرانیت ها هستند نیز نمونه برداری شد. گرهک های دهگاه و قسمتی از گرهک های سرسختی در اکلاهای آمریکا و بخشی دیگر با استفاده از Super probe 8400 و استانداردهای مختلف در آزمایشگاه ریز پردازنده ی الکترونی دانشگاه Huelva اسپانیا مورد بررسی- های نقطه ای قرار گرفتند. همچنین گرهک های تورمالین از سنگ میزبان جدا شده و از آن ها آنالیز شیمی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی (REE) به روش ICP- MS و ICP- AES در آزمایشگاه ALS Chemex کانادا انجام شد.

آنالیز شیمی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی (REE) از مونزوگرانیت های میزبان گرهک های سرسختی در دانشگاه Huelva و از دایک های اسیدی (آپلیت ها) میزبان گرهک های دهگاه در آزمایشگاه ALS Chemex کانادا انجام شده است. آنالیزهای نقطه ای از تورمالین های گرهکی هر دو منطقه از [۲۰، ۱۹] اقتباس شدند و هدف تعیین سازوکار شکل گیری گرهک ها با استفاده از مقایسه شیمیایی سنگ میزبان و گرهک هاست.

سنگ نگاری گرهک ها و سنگ میزبان

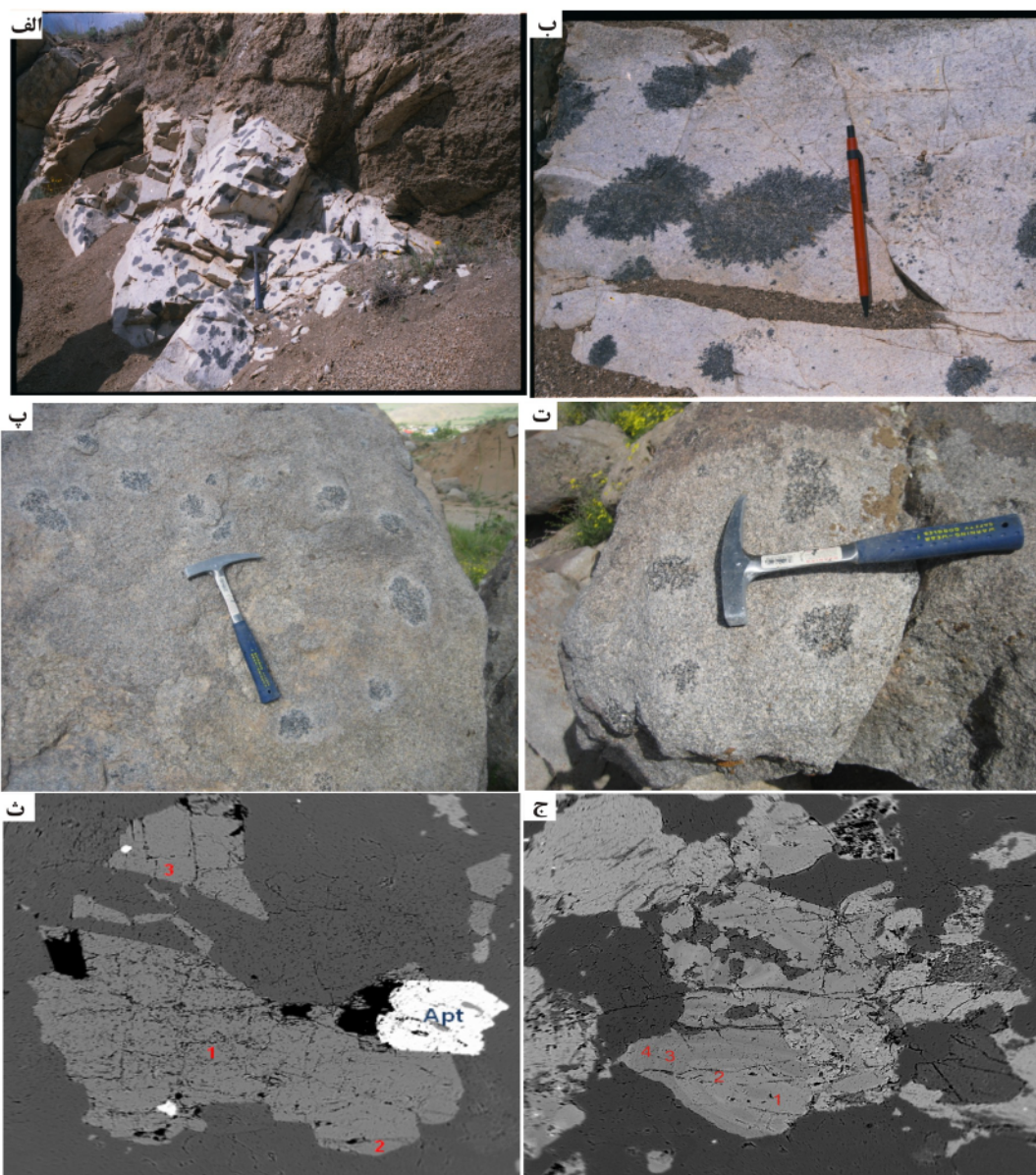
در حوالی روستای دهگاه رگه های اسیدی (آپلیت ها) حاوی تورمالین برونزد دارند که تورمالین به صورت لکه ها یا گرهک

زمین شیمی

نتایج داده‌ها (جدول ۱) نشان می‌دهد که میزان $\text{SiO}_2 = 69.2-70.1$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16.7-18$, $\text{MgO} = 0.3-1.4$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0.4-1.2$, $\text{CaO} = 2.8-3.6$, $\text{K}_2\text{O} = (2.3-3.7)$, $\text{Na}_2\text{O} = (2.8-4.2)$ است. شاخص پرآلومینه $1.21-1.31$ ، $\text{ASI} =$ (میزان پایین عناصر فرومنیزین همراه با مقادیر بالای LILE (عناصر با شعاع یونی بالا) و عناصر کمیاب ($199.6-102$), Ba , Sr ($95.2-225$), Rb ($86-117.6$) در سنگ میزبان گرهک‌های سرسختی و دهگاه دیده می‌شوند.

در تورمالین‌های گرهکی سرسختی رده‌بندی روشنی در تورمالین‌ها دیده می‌شود.

رده‌بندی معمولاً بیانگر تغییر ترکیب شاره در طول تبلور تورمالین است. مناطق روشن در تصاویر BSE (شکل ۲ ث و ج) مناطق با تمرکز بالاتری از آهن را نشان می‌دهند که توانسته‌اند الکترون بیشتری را خارج کنند بدین ترتیب مناطق تیره‌تر تمرکز پایین‌تری از آهن داشته و نتوانسته‌اند الکترون‌های بیشتری را منتشر کنند [۵].



شکل ۲ تصاویر صحرایی واحد‌های تورمالین دار. الف و ب: گرهک‌های تورمالین در دایک‌های اسیدی دهگاه پ و ت: گرهک‌های تورمالین در مونوزوگرانیت‌های سرسختی ت: تصویر BSE گرهک‌های تورمالین دار دهگاه ج: تصویر BSE گرهک‌های تورمالین دار سرسختی.

جدول ۱ آنالیزهای عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی از گرهک ها و سنگ میزبان آن ها در دو منطقه دهگاه و سرسختی.

	ندول دهگاه	ندول سرسختی	مونوزوگرانیت سرسختی	دایک اسیدی دهگاه
SiO ₂	۷۰٫۳	۵۰٫۷	۷۰٫۱	۶۹٫۲
Al ₂ O ₃	۱۶٫۴	۲۵٫۹	۱۶٫۷	۱۸
Fe ₂ O ₃	۵٫۳	۱۰٫۷	۱٫۲	۰٫۴
CaO	۰٫۷	۰٫۲	۲٫۸	۳٫۶
MgO	۱٫۲	۱٫۷	۱٫۴	۰٫۳
Na ₂ O	۱٫۳	۱٫۶	۲٫۸	۴٫۲
K ₂ O	۰٫۹	۰٫۲	۳٫۷	۲٫۳
MnO	۰٫۰۴	۰٫۱۶	۰٫۰۶۴	۰٫۰۱
LOI	۲٫۸	۳٫۱	۱	۱٫۵
La	۲۵٫۶	۲۰٫۲	۲۳	۵۳
Ce	۶۸٫۳	۶۱٫۲	۴۶٫۶	۱۰۲
Pr	۶٫۵	۴٫۴	۵٫۵	۱۱٫۲
Nd	۲۳٫۴	۱۹٫۴	۱۹٫۴	۴۰٫۹
Sm	۶٫۱	۴٫۲	۳٫۵	۷٫۴
Eu	۰٫۲	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۹
Gd	۵٫۵	۳٫۹	۳	۷٫۲
Tb	۱	۰٫۸	۰٫۵	۱٫۱
Dy	۴٫۹	۳٫۹	۲٫۵	۶٫۹
Ho	۰٫۹	۰٫۶	۰٫۵	۱٫۵
Er	۱٫۶	۱٫۳	۱٫۲	۴٫۸
Tm	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۷
Yb	۰٫۹	۰٫۸	۱٫۲	۴٫۵
Lu	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۷
Ba	۳۵٫۲	۵٫۴	۱۹۹٫۶	۱۰۲
Sr	۲۵٫۴	۲۱٫۲	۹۵٫۲	۲۲۵
Rb	۲۷٫۸	۱۴	۱۱۷٫۶	۸۶
Ni	۱۰	۵	۷٫۸	۸
Co	۱۰٫۲	۲٫۳	۶٫۱	۰٫۵
Cr	۱۵۰	۱۳۰	۱۴۵٫۵	۹۰٫۷
Nd	۲۳٫۴	۱٫۹	۱۹٫۴	۴۰٫۹
Ta	۱٫۴	۲٫۱	۲٫۳	۳٫۷
W	۱	۱	۹٫۱	۴٫۴
Zn	۶۴	۱۱۴	۱۹٫۷	۳۵٫۹
Zr	۴۰	۴	۷۰٫۴	۲۸۰
U	۱٫۲	۰٫۳	۲٫۴	۱
Hf	۱٫۵	۰٫۴	۲٫۳	۱٫۸
Eu/Eu*	۰٫۱	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۴
(La/Yb)N	۱۹٫۲	۱۷٫۷	۱۳٫۵	۷٫۹
Σ REE	۱۴۵٫۲	۱۲۱٫۳	۱۰۷٫۶	۲۴۲٫۷

Na, Ca, K در هر دو منطقه و کاهش چشمگیر در Fe, Mg نسبت به سنگ میزبان به خوبی در شکل ۳ الف مشخص شده-

مقایسه عناصر اصلی گرهک با سنگ میزبان آن ها در شکل ۳ الف دیده می شود. بالاتر بودن مقادیر عناصر فرومنیزین مانند

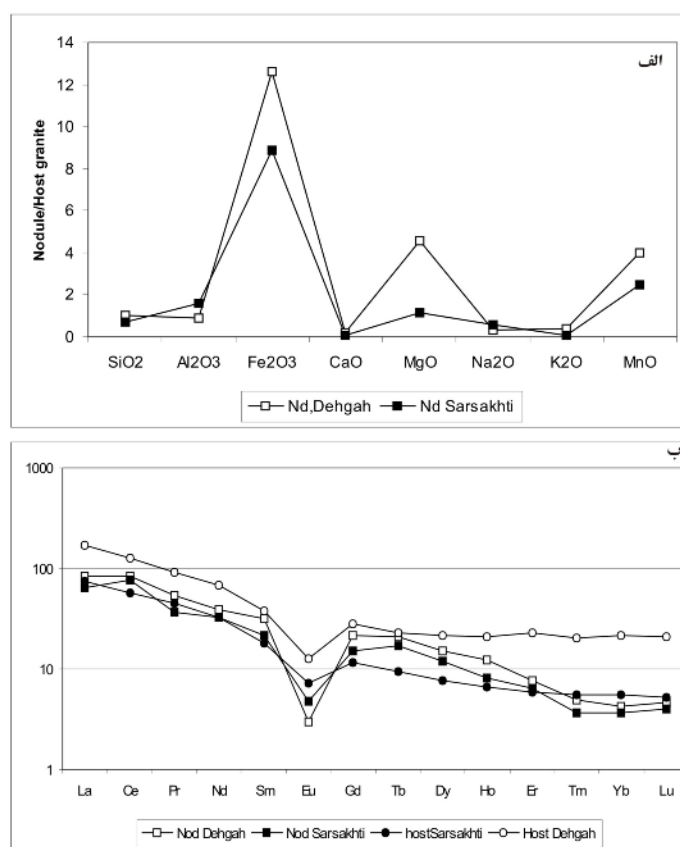
مقادیر $Rb(۱۴-۲۷)$ ، $Sr(۲۱-۲۵)$ ، $Ba(۵۴-۳۵)$ پایین در گرهک‌ها متفاوت از گرانیتوئیدهای میزبانند. بی‌هنجاری Eu شدیداً منفی و برابر است با $(Eu/Eu^* = ۰.۱-۰.۳)$. بی‌هنجاری منفی چشمگیر Eu در گرهک‌های سرسختی و دهگاه (شکل ۵ب) در مقایسه با گرانیتوئیدهای میزبان به دلیل درصد کم فلدسپار قلیایی در گرهک‌ها و در نتیجه کاهش Rb, Ba, Sr در نهایت Eu خواهد بود. مقادیر پایین ΣREE در گرانیتوئیدهای میزبان نسبت به گرهک‌ها به دلیل کاهش مقادیر کانی‌های مافیک در آنهاست.

ترکیب شیمیایی گرهک‌های تورمالین مناطق سرسختی و دهگاه در [۲۰، ۱۹] آمده است. در نمودار $Fe/Fe+Mg$ نسبت به $X_{Na}/X_{Na}+X_{Ca}$ ترکیب تورمالین در هر دو منطقه مورد بررسی نشان داده شده است (شکل ۴). تورمالین‌های منطقه‌ی دهگاه با ترکیب شورلیت (شکل ۴) و گرهک‌های سرسختی دارای رده بندی مشخصی از هسته غنی از آهن با حاشیه فقیر از منیزیم بوده (شکل ۵ الف) و در منطقه‌ی دهگاه تقریباً بدون رده بندی مشخص (شکل ۵ب) هستند.

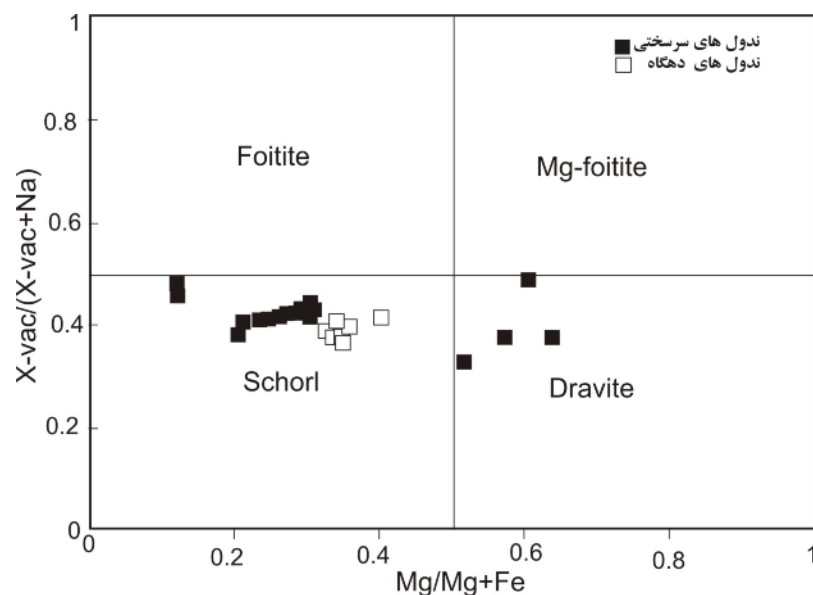
اند. بالاتر بودن عنصر K در گرهک‌های دهگاه نسبت به سنگ میزبان خود در مقایسه با گرهک‌های سرسختی نسبت به سنگ میزبان شان به دلیل نبودن حاشیه‌ی روشن در پیرامون گرهک‌های این منطقه و در نتیجه عدم تشکیل کانی فلدسپار قلیایی در حاشیه گرهک‌هاست.

گرانیتوئیدهای میزبان گرهک‌ها الگوی جدا شده‌ای از عناصر REE نشان می‌دهند (شکل ۳ ب). غنی شدگی در LREE، بی‌هنجاری منفی از Eu ، $\Sigma REE = (۱۰۷.۶-۲۴۲.۷)$ ، $(La/Yb)_N = (۷.۹-۱۳.۵)$ و $Eu/Eu^* = (۰.۴-۰.۵)$ الگوی مسطح HREE همگی دلالت بر ذوب سنگ‌های پهنه‌ای دارند [۲۱].

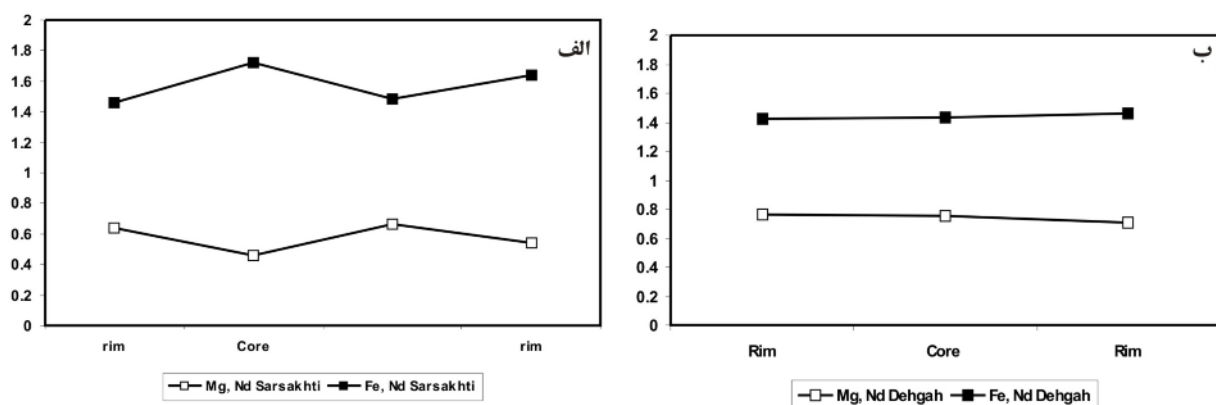
هسته گرهک تورمالین دارای مقادیر بالایی از $(۵.۳-۱۰.۷)$ $MgO = (۱.۲-۱.۷)$ ، $Fe_2O_3 = (۰.۲-۰.۹)$ ، $Na_2O = (۱.۳-۱.۶)$ ، $CaO = (۰.۲-۰.۷)$ پایین و $LOI = (۲.۸-۳)$ آن بالاست (شکل ۳ الف). مقادیر بالای LOI با فرآیند دگرسانی مجموعه‌ی کانی‌ها و یا فاز شاره‌ی بدام افتاده برای تشکیل تورمالین قابل توجیه است.



شکل ۳ الف- ترکیب شیمیایی عناصر اصلی گرهک‌های تورمالین عادی شده به سنگ میزبان آنها ب- نمودار عناصر نادر خاکی که نسبت به کاندريت [۲۱] نرمال شده اند.



شکل ۴ ترکیب تورمالین های مورد بررسی: تورمالین های دهگانه در گستره ی شورلیت و تورمالین های سرسختی در گستره ی شورلیت - دراویت قرار می گیرند (داده ها از [۲۰، ۱۹] اقتباس شده است).



شکل ۵ الف- نمایش الگوی منطقه بندی عناصر Fe, Mg از حاشیه به حاشیه در تک بلور تورمالین در گرهک های تورمالین سرسختی. ب- نبود رده بندی در گرهک های تورمالین دهگانه. (داده ها از [۱۹] اقتباس شده است).

آهن در شاره پایین می آید و منجر به کاهش آن در حاشیه ی تورمالین خواهد شد (شکل ۲ ث و ج) [۲۵]. بالاتر بودن MgO و Fe_2O_3 در هسته گرهک های دهگانه نسبت به گرهک های سرسختی دلیل تیره تر بودن آنهاست و با توجه به نبودن کانی های مافیک مانند بیوتیت در دایک های اسیدی میزبان، گرهک توانسته مقادیری از عناصر فرومنیزین را در خود جای دهد (اشکال ۲ الف و ب و ۳ الف). به عقیده ی [۲۶]، هاله ی روشن پیرامون گرهک به عنوان یک مرز انتشار عناصر بین مرکز گرهک و گرانیته میزبان آن محسوب می شود. کاهش چشمگیر Na , K , Ca و افزایش Fe در Mg گرهک ها مبین حضور این مرز انتشار است.

به عقیده ی [۲۳، ۲۲] تورمالین های گرمایی با رده بندی مشخص، جانشینی های گسترده و Mg بالا در حاشیه و Fe بالا در مرکز را نشان می دهند. در منطقه ی سرسختی (شکل ۲ ج) وجود رده بندی هسته ی غنی از آهن و حاشیه ی منیزیم بالا حاکی از تغییر ترکیب شاره ها در طول تبلور تورمالین است در حالی که تورمالین های ماگمایی با $Fe/Fe+Mg$ بالا شرایط فیزیکوشیمیایی یکسانی را در طول تبلور نشان می دهند [۲۴]. در مراحل اولیه ی تبلور تورمالین از یک محلول ماگمایی، احتمالاً آهن در ترکیب کانی های مگنتیت و بیوتیت شرکت نخواهد کرد بنابراین باعث بالا رفتن آهن در مرکز بلور تورمالین می شود. همچنین در مراحل انتهایی تبلور تورمالین، غلظت

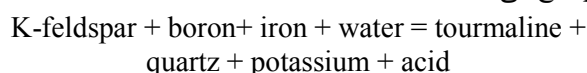
بحث

گرهک‌های تورمالین شامل انباشت تورمالین با شکل تقریباً کروی در سنگ‌های گرانیتهی تفریق‌یافته هستند. این انباشت گرمایی‌ها، از مرحله‌ی انتهایی تبلور ماگمای گرانیتهی [۲۷] و یا بخارهای ماگمایی ریشه گرفته است که اجازه فرار از سیستم را داشته‌اند [۵، ۱۰، ۱۲-۱۴].

به‌طور کلی دو نظریه درباره‌ی سازوکار شکل‌گیری گرهک‌های تورمالین وجود دارند. ۱- تئوری جانشینی پسا ماگمایی یا پس از تبلور [۲۸، ۹، ۸] ۲- تئوری ماگمایی- گرمایی [۱۰]. سازوکار اول با جانشینی دگرتهادی شاره‌های غنی از بور مراحل انتهایی ماگما در ارتباط است که به صورت پگماتیت و یا آپلیت ظاهر می‌شود در این روش بایستی بافت‌های حاصل از دگرسانی یا جانشینی در سنگ دیده شود [۸].

[۹] بافت گرهک‌های گرانیته را به شبه ریخت‌های گرانیته میزبان نسبت می‌دهند. مثلاً گرانیته‌های درشت دانه میزبان باعث تشکیل گرهک‌های بزرگ‌تر می‌شوند. شکاف‌های موازی در مرز دانه‌ها باعث مهاجرت و انتشار شاره‌های غنی از بور و در نهایت دگرسانی گرمایی گرانیته‌های میزبان می‌شود. سازوکار شکل کروی گرهک‌ها به‌وسیله آن‌ها کاملاً مشخص نیست ولی به هسته‌زایی مرکزی در انتهای شکاف‌ها تأکید کرده‌اند [۹].

[۸] تشکیل هسته‌ی غنی از تورمالین را بر اساس واکنش زیر توضیح می‌دهد:



تشکیل گرهک تورمالین بر اساس واکنش بالا نیاز به وارد شدن مقادیری از B, Al, Fe و خروج سیلیس دارد.

به عقیده‌ی [۸] خاستگاه بور از شاره‌های مراحل انتهایی تبلور ماگماست، و پتاسیم و اسید واقع در واکنش بالا باعث شستشوی آهن از بیوتیت‌های سنگ میزبان می‌شود و در نهایت تشکیل هاله‌ی روشن را با خروج عناصر فرومنیزین در اطراف گرهک امکان‌پذیر می‌سازد. بنابراین روش بالا نیز بر جانشینی دگرتهادی یا تورمالینیزاسیون گرانیته میزبان تأکید دارد.

روش دوم یعنی فرضیه‌ی ماگمایی- گرمایی با جدایش و بدام افتادن شاره‌های غنی از بور غیر قابل ترکیب با ماگمای گرانیتهی وابسته است [۷، ۱۰].

[۷] در بررسی گرهک‌های تورمالین در لوکوگرانیته‌های میوسن هیمالیا نشان داد که این گرهک‌ها بر اثر دگرتهادی حاصل از چرخش و جدایش شاره‌های غنی از بور به وجود می-

آیند. همچنین به عقیده آن‌ها این شاره‌ها خاستگاه تأخیری ندارند بلکه از آغاز یا از ماگمای میزبان ریشه گرفته‌اند و یا به عبارت بهتر ماگمایی‌اند و شواهد آن را حضور بلورهای شکل‌دار تورمالین در گرانیته‌های میزبان می‌دانند.

[۱۰] شواهدی مانند تمرکز گرهک‌ها در سقف بالایی و یا در حاشیه‌ی توده، کاهش فراوانی آن‌ها با افزایش عمق، شکل کروی آن‌ها و فقدان اشکال ساختاری وابسته با شکل یا پراکندگی گرهک را برای اثبات فرضیه خود می‌آورند. آن‌ها عقیده دارند که اشکال بافتی درون گرهک‌ها احتمالاً به دلیل واکنش گدازه‌ی حاوی بلور و شاره‌ی آبدار غنی از F, B, Fe در ماگمای در حال انجماد به دام افتاده‌اند، تشکیل می‌شوند. به‌طوری که در آغاز گدازه و شاره‌ی آبدار ممکن است در تعادل با هم باشند اما هنگامی که سرد شدن ادامه می‌یابد، عدم تعادل رخ می‌دهد. این عدم تعادل باعث واکنش‌هایی از تبادل عناصر در حاشیه گرهک بین فلدسپار و تورمالین می‌شود. بور اضافی به مرکز گرهک می‌رود و باعث تشکیل تورمالین شده و آهن از گرانیته میزبان شسته می‌شود. در پایان در گرهک‌هایی که جانشینی گسترده و به آرامی صورت گیرد هاله‌ی روشن در پیرامون گرهک ایجاد می‌شود. همچنین آن‌ها عقیده دارند گرهک‌ها از یک شاره‌ی غنی از بور غیر قابل ترکیب با ماگمای گرانیتهی در حال تبلور به وجود می‌آیند که حاوی لخته‌ها یا گرهک‌هایی از تورمالین است و در ضمن حرکت قارچی به دلیل چگالی کمتر نسبت به ماگمای اطراف به سمت بالا حرکت می‌کند.

[۲۹] نشان داد که انباشت بور در شاره‌ی انتهایی ماگما باعث بالا رفتن قابلیت حلالیت آب در همان شاره خواهد شد. جدایش آب از این شاره همزمان با جدایی بور، شرایط مطلوبی را برای تشکیل لخته‌ها یا انباشت‌های تورمالین در شکاف‌های موماند فراهم خواهد کرد.

در مورد شکل کروی گرهک‌ها، به عقیده‌ی [۱۴] در طول رشد بلور مقدار انرژی سطحی تمایل به کمینه شدن دارد. زیرا بر اساس قانون گیبس انرژی آزاد سیستم در کمترین میزان خود باقی خواهد ماند به‌همین دلیل برای تعادل ترمودینامیکی، سطوح با انرژی سطحی بالا نسبت به سطوح با انرژی سطحی پایین کمتر رشد می‌کنند. بنابراین در طول فرآیند انجماد، کشتش سطحی یک فاکتور محدود کننده‌ی رشد محسوب می-

ممکن است این شاره ها با آب موجود در شبه پهنه های سقف توده واکنش دهد و منجر به تشکیل تورمالین هایی با هر دو خاستگاه ماگمایی و آب های اطراف شود [۳۷، ۳۶]. بر عقیده ی [۳۹، ۳۸] B میل زیادی به فازهای آبدار دارد و نمی تواند وارد ساختار کانی های معمول سنگ های گرانیتی (کوارتز، فلدسپار و میکا) شود بنابراین، این عنصر خوشه های بوراتی آبداری در گدازه های مراحل انتهایی تشکیل می دهد.

به عقیده ی [۴۰-۴۲] اگر جدایی حباب ها با کاهش فشار، ضمن حرکت رو به بالای شاره با سرعت انجام شود، حباب ها قادر به واکنش با شاره های شبه پهنه ای دیواره، ایجاد هاله ی روشن پیرامون گرهمک ها و رده بندی مشخص در تورمالین نخواهد شد و به دلیل بالا بودن نسبت $Fe/Fe+Mg$ ترکیب تورمالین ها معمولاً شورلیت خواهد بود. در حالی که اگر جدایش حباب ها به آرامی صورت گیرد ضمن حرکت شاره به سمت بالا با شاره های شبه پهنه ای واکنش داده و شرایط تبلور یک شرایط نیمه جامد و یا نزدیک به جامد خواهد شد. با این تغییر در سیستم تبلور، رده بندی در بلور تورمالین به وجود می آید و واکنش با سنگ های اطراف منجر به بالا رفتن نسبت $Mg/Mg+Fe$ شده و در نهایت تورمالین تبلور یافته ترکیب دراویت خواهد داشت.

شکل کروی گرهمک های تورمالین، جدایی فیزیکی آن ها از زمینه، عدم رده بندی مشخص و شورلیت بودن تورمالین های دهگانه، عدم وجود هرگونه شکاف های موماند از شواهد ماگمایی بودن گرهمک های دهگانه اند. در حالی که وجود شکاف های ریز، هاله ی روشن در اطراف گرهمک سرسختی، رده بندی با Mg بالا در حاشیه و Fe بالا در مرکز و داشتن ترکیب دراویت از جمله شواهد تغییر در ترکیب تورمالین ضمن تبلور و یا شرایط رشد زیر خط انجماد تبلور تورمالین است.

برداشت

بر اساس مشاهدات زمین شناسی، بافتی و کانی شناسی در دو منطقه ی دهگانه و سرسختی، انباشت تورمالین به صورت گرهمک حاصل یک فاز شاری غنی از بور مراحل انتهایی تبلور ماگما بوده که از ماگمای در حال تبلور جدا شده است. هنگامی که ماگمای گرانیتی تحت اشباع از فازهای بخار بر اساس چگالی کمتر نسبت به فازهای متبلور شده به سطح بالاتر و کم عمق تر انتقال می یابد باعث جدایی فازها یا حباب های بخاردار حاوی بور شده و در نهایت گرهمک های تورمالین تشکیل شده است.

شود. وجود گرهمک های تورمالین نشان می دهد که شکل کروی کمترین مقدار انرژی آزاد گیبس و انرژی سطحی را دارد. شواهد زمین شناسی و ژئوشیمی مانند وجود زینولیت های پلیتی، حضور آندالوزیت در هر دو منطقه ی مورد بررسی، وجود میگماتیت ها در اطراف بروجرد [۱۵] و وجود کرسندوم در زینولیت های آستانه [۳۰] تشکیل گدازه ی اولیه به وسیله ذوب پوسته در یک محیط برخوردی را تأیید می کنند [۳۲، ۳۱].

ذوب بخشی شبه متاپلیت در aH_2O پایین، سازوکار احتمالی تشکیل گرانیتوئیدهای میزبان گرهمک های تورمالین سرسختی و دهگانه است. این گرانیتوئیدها در یک محیط پلوتونیک کم عمق تشکیل می شوند به طوری که گرهمک های تورمالین دهگانه در درون دایک های اسیدی (آپلیت ها) قرار دارند که در مراحل پایانی تبلور ماگما تزریق شده اند و گرهمک های با حاشیه روشن منطقه سرسختی در مونوزوگرنایت ها تشکیل شده اند که وجود شکاف های موماند یا میارولیتی حاکی از کم عمق بودن میزبان این گرهمک ها بوده اند.

به عقیده ی [۲، ۱۲، ۲۹، ۳۳] در طول ذوب شبه پهنه ها با خروج مقدار کمی از گدازه، مقدار B و آب در ماگمای باقیمانده حاصل از ذوب بالا می رود که اگر این غنی شدگی از B و آب ادامه یابد جدایش و شاره ی غنی از بور ادامه می یابد و تبلور تورمالین رخ می دهد.

جدایش ماگمایی باعث تشکیل یک مایع [آبگون] غیر قابل ترکیب از سیلیس و گدازه ی آبدار در سقف توده و یک شاره ی غنی از B, Na, Fe می شود و در نتیجه سازوکاری برای جدایش حباب های غنی از عناصر فوق و تشکیل گرهمک های تورمالین خواهد شد [۱۳]. آلومینیم مورد نیاز برای تشکیل تورمالین از دگرسانی فلدسپارها و انتقال آن در مرز هاله ی روشن به مرکز تیره گرهمک تأمین می شود.

بر اساس نظریه [۳۵، ۳۴] ذوب شبه پهنه ها در شرایط فشار پایین منجر به جدایش یا آزاد سازی فاز بخار غنی از B, Na, Fe در مرز یا پیشانی تبلور می شود. هنگامی که حجم بلورها در گدازه افزایش می یابد گرانیروی شاره ی باقیمانده افزایش می یابد که منجر به جدایش و تبلور گرهمک های تورمالین و حرکت آن ها در شکاف های مونوزوگرنایت ها (منطقه سرسختی) می شود.

با حرکت رو به بالای شاره های غنی از بور و کاهش فشار در سطوح کم عمق، آزاد سازی و جدایش ادامه می یابد و در نهایت

- [7] Le Fort P., "Enclaves of the Miocene Himalayan leucogranites", In: Enclaves and granite petrology. Didier and Barbain (eds.), (1991) 35-47.
- [8] Nemec D., "Genesis of tourmaline spots in leucocratic granites", Neues Jahrbuch Mineralogic Monatshefte 7 (1975) 308-317.
- [9] Rozendaal A., Bruwer L., "Tourmaline nodules indicator of hydrothermal alteration and Sn-Zn-(W) mineralization in the Cape Granite Suite, South Africa", Journal of African Earth Sciences 21 (1995) 141-155.
- [10] Sinclair D.W., Richardson J.M., "Quartz-tourmaline orbicules in the Seagull Batholith, Yukon Territory", Canadian Mineralogist 30 (1992) 923-935.
- [11] Samson I.M., Sinclair W. D., "Magmatic hydrothermal fluids and the origin of quartz-tourmaline orbicules in the Seagull Batholith, Yukon Territory", Canadian Mineralogist 30 (1992) 937-954.
- [12] Dini A., Corretti A., Innocenti F., Rocchi S., Westerman D. S., "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 (2007) 227-243.
- [13] Trumbull R. B., Krienitz M.S., Gottesmann B., Wiedenbeck M., "Chemical and boron-isotope variations in tourmalines from S-type granite and its source rocks: the Erongo granite and tourmalinites in the Damara Belt, Namibia", Contributions to Mineralogy and Petrology 155 (2008) 1-18.
- [14] Perugini D., Poli G., "Tourmaline nodules from Capo Bianco aplite (Elba Island, Italy): an example of diffusion limited aggregation growth in a magmatic system", Contributions to Mineralogy and Petrology 153 (2007) 493-508.
- [۱۵] احمدی خلجی ا.، "پترولوژی توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد". پایان‌نامه دکتري، دانشکده علوم، دانشگاه تهران (۱۳۸۵).
- [۱۶] رادفر ج.، "بررسی‌های زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های گرانیتوئیدی ناحیه آستانه-گوشه". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران (۱۳۶۶).
- [۱۷] احمدی خلجی ا.، "بررسی پترولوژی و پتروفابریک توده‌های نفوذی و دگرگونی مجاورتی منطقه بروجرد". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران (۱۳۷۸).
- شکل کروی تورمالین به دلیل پاسخ به حداقل نگه داشتن انرژی آزاد گیبس است. بنابر این کاهش فشار، سرعت سرد شدن و در نهایت رفتار بور در سیستم‌های گرانیتی از جمله فاکتورهای اصلی تعیین کننده‌ی شکل گرهکی تورمالین و سازوکار شکل‌گیری کروی آن است [۴۱-۴۳]. گرهک‌های تورمالین منطقه دهگه با داشتن ترکیب شورلیت، بدون رده بندی (یا تغییر ناچیز) و بدون حاشیه روشن نشان می‌دهند که تورمالین‌ها در یک محیط کاملاً ماگمایی و در شرایطی با سرعت بالا (جدایی حباب‌ها از ماگمای اولیه به سرعت صورت گرفته است) و بدون واکنش با شاره‌های حاصل از سنگ میزبان به وجود آمده‌اند. این در حالی است که وجود هاله‌ی روشن، رده بندی مشخص، ترکیب شورلیت تا دراویت گرهک‌های تورمالین منطقه‌ی سرسختی دلالت بر جدایی آرام حباب‌ها از ماگمای میزبان و واکنش با شاره‌های سنگ میزبان دارد.
- ### مراجع
- [1] Maning D. A. C. "Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapong batholith of peninsular Tailand", ineralogical Magazine 45 (1982) 139-147.
- [2] London D., "Stability of tourmaline in peraluminous granite systems: the boron cycle from anatexis to hydrothermal aureoles", European Journal of Mineralogy 11(1999) 253-262.
- [3] Taylor R.P., Ikingura J.R., Fallick A.E., Huang Yiming, Watkinson D.H., "Stable isotope compositions of tourmalines from granites and related hydrothermal rocks of the Karagwe-Ankolean belt, northern Tanzania", Chemical Geology (Isotope Geoscience Section) 94 (1992) 215-227.
- [4] Benard F., Moutou P., Pichavant M., "Phase relations of tourmaline leucogranites and the significance of tourmaline in silicic magmas". Journal of Geology 93 (1985) 271-291.
- [5] Shewfelt D., Ansdell K., Sheppard S., "The origin of tourmaline nodules in granites; preliminary findings from the Paleoproterozoic Scrubber Granite", Geological Survey of Western Australia Annual Review (2005) 59-63.
- [6] Didier J., "Mineral nodules", In: Didier, J. (ed.) Granites and Their Enclaves. The Bearing of Enclaves on the Origin of Granites. Elsevier, Amsterdam, Developments in Petrology 3 (1973) 357-368.

- [28] Rozendaal A., Bruwer L., Scheepers R., "Tourmaline nodules as indicators of Sn-Zn-(W) mineralization in the Cape Granite Suite, South Africa", Mineral Deposits, Pasava, Kribek & Zak (eds.), (1995) 511-513.
- [29] 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, Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy 33 (1996) 299-330.
- [۳۰] طهماسبی ز، خلیلی م، احمدی خلجی ا، مکی زاده م.ع، "مقایسه انواع آمفیبول و ژئوترموبارومتري توده نفوذی آستانه (زون سنندج سیرجان)". مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۲ (۱۳۸۸)، ص ۲۸۱-۲۹۲.
- [۳۱] طهماسبی ز، خلیلی م، احمدی خلجی ا، مکی زاده م.ع، "پتروژنر توده ی گرانیتوئیدی جنوب شازند (جنوب غرب اراک)"، پترولوژی، شماره ۱ (۱۳۸۹)، ص ۸۷-۱۰۲.
- [۳۲] احمدی خلجی ا، ولی زاده م.و، اسماعیلی د، "پترولوژی و ژئوشیمی توده ی گرانیتوئیدی بروجرد (غرب ایران)". مجله دانشکده علوم، دانشگاه تهران، شماره ۱۰ (۱۳۸۶)، ص ۱۴-۱.
- [33] Wilke M., Nabelek P.I., Glascock M. D., "B and Li in Proterozoic metapelites from the Black Hills, U.S.A.: Implications for the origin of leuco-granitic magmas", American Mineralogist 87 (2002) 491-500.
- [34] Veksler I.V., "Liquid immiscibility and its role at the magmatic hydrothermal transition: a summary of experimental studies", Chemical Geology 210 (2004) 7-31.
- [35] Veksler I.V., Thomas R., "An experimental study of B-, P- and Frich synthetic granite pegmatite at 0.1 and 0.2 GPa", Contributions to Mineralogy and Petrology 143 (2002) 673-683.
- [36] Candela P. A., "Physics of aqueous phase evolution in plutonic environments", American Mineralogist 76 (1991) 1081-1091.
- [37] Candela P. A., "Combined chemical and physical model for plutonic devolatilization: A non-Rayleigh fractionation algorithm", Geochimica et Cosmochimica Acta 58 (1994) 2157-2167.
- [38] Dingwell D. B., Pichavant M., Holtz F., "Experimental studies of boron in granitic melts", In Grew, E.S., Anovitz, L. (eds) Boron: Mineralogy, Petrology, and Geochemistry in the
- [18] Ahmadi-Khalaji A., Esmaily D., Valizadeh, M.V., Rahimpour-Bonab H., "Petrology and Geochemistry of the Granitoid Complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran", Journal of Asian earth Sciences 29 (2007) 859-877.
- [۱۹] میرسپهوند ف، طهماسبی ز، شاهرخی س، احمدی خلجی ا، خلیلی م، "ژئوشیمی و تعیین خاستگاه تورمالین های منطقه بروجرد". مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۲ (۱۳۹۱)، ص ۲۸۱-۲۹۲.
- [۲۰] طهماسبی ز، احمدی خلجی ا، رجاییه م، "تورمالین زائی در توده گرانیتوئیدی آستانه (جنوب غرب اراک)". مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۳ (۱۳۸۸)، ص ۳۶۹-۳۸۰.
- [21] Boynton W.V., "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies", In: Henderson, P. (ed) Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, Amsterdam (1984) 63-114.
- [22] Pivec E., Stempork M., Novak M., Lang J.K., "Tourmaline as a late-magmatic or post-magmatic mineral in granites of the Czech part of the Krusne Hory-Erzgebirge batholith and its contact zone". Journal of the Czech Geological Society 43 (1998) 17-23.
- [23] Gaweda A., Pieczka A., Kraczka J., "Tourmalines from the western Tatra Mountains (W-Carpathians, S-Poland): Their characteristics and petrogenetic importance", European Journal of Mineralogy 14 (2002) 943-955.
- [24] 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.
- [25] Yavuz F., Fuchs Y., Karakaya N., Karakaya M.C., "Chemical composition of tourmaline from the Asarcik Pb-Zn-Cu±U deposit, Sebinkarahisar, Turkey", Mineralogy and petrology, 94 (2008) 195-208.
- [26] Barbey P., "Diffusion-controlled biotite breakdown reaction textures at the solid/liquid transition in the continental crust", Contribution to Mineralogy and Petrology 154 (2007) 707-716
- [27] Thomas R., Forster H.J., Heinrich W., "The behavior of boron in a peraluminous granite-pegmatite system and associated hydrothermal solutions: a melt and fluid inclusion study", Contributions to Mineralogy and Petrology 144 (2003) 457-472.

examples from the Bohemian Massif, Czech Republic", Lithos 95 (2007) 148-164.

[42] Kubis M., Broska I., "*The role of boron and fluorine in evolved granitic rock systems (on the example of the Hnilec area, Western Carpathians)*", Geologica Carpathica 56 (2005) 193-204.

[43] Balen D., Broska I., "*Tourmaline nodules: products of devolatilization within, the final evolutionary stage of granitic melt?*", Geological Society, London, Special Publications 350 (2011) 53-68.

Earth's Crust Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy 33 (1996) 331-385.

[39] Dingwell D. B., "*Granitic Melt Viscosities*", Geological Society, London, Special Publications 168 (1999) 27-38.

[40] Burianek D., Novak M., "*Morphological and compositional evolution of tourmaline from nodular granite at Lavický near Velké Meziříčí, Moldanubium, Czech Republic*", Journal of the Czech Geological Society 49 (2004.) 81-90.

[41] Burianek D., Novak M., "*Compositional evolution and substitutions in disseminated and nodular tourmaline from leucocratic granites:*