

بررسی ایزوتوپ‌های پایدار O-H-B انواع تورمالین در بیوتیت مسکوویت گرانیته مشهد

فرهاد زال^۱، زهرا طهماسبی^۲، احمد احمدی خلجی^۳، شایانک جیانگ^۴، لئوناید دانیسوسکی^۵ و کریس هریس^۶

^۱دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

^۲دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

^۳استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

^۴استاد، دانشکده تحقیقات علوم زمین، دانشگاه زمین‌شناسی چین، پکن، چین

^۵استاد، گروه علوم زمین، دانشگاه تاسمانی، تاسمانی، استرالیا

^۶استاد، گروه علوم زمین، دانشگاه کیپ‌تاون، کیپ‌تاون، آفریقای جنوبی

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۱۰/۲۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۳/۰۱

چکیده

بیوتیت مسکوویت گرانیته مشهد شامل تورمالین‌های با اشکال نودولی، پگماتی، آپلیتی، رگه‌ای، شعاعی و رگه‌های کوارتز - تورمالین است. مقدار $\delta^{18}\text{O}$ و δD در تورمالین‌های شعاعی (۱۲/۴ و ۶۹-)، نودولی (۱۱/۸ و ۶۳-)، کوارتز-تورمالین (۱۱/۷ و ۵۷-)، پگماتی (۱۱/۶۲ تا ۱۱/۶۷ و ۵۹- تا ۷۳-)، آپلیتی (۱۱/۳۹ و ۵۷-)، رگه‌ای (۱۱/۸۲ و ۶۲-) و میکاشیست (۱۱/۰۶ و ۷۷-) با تغییرات کم و مشابه یکدیگر هستند. این مقادیر نشان از یک منشأ ماگمایی برای سیال سازنده تورمالین در بیوتیت مسکوویت گرانیته مشهد دارد. تفاوت مقدار $\delta^{18}\text{O}$ بین کوارتز و تورمالین بین ۲ تا ۲/۲ درصد است که این نشان می‌دهد این دو کانی در تعادل با یکدیگر هستند. دامسنجی با استفاده از مقدار $\delta^{18}\text{O}$ در زوج کانی کوارتز - تورمالین، دمای تبلور تورمالین‌ها بین ۴۹۲ تا ۵۷۹ درجه سانتی‌گراد برآورد کرده است. بر اساس تغییرات مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و δD سیال در حال تعادل با تورمالین‌ها در محدوده آب‌های ماگمایی و ماگمای پرآلومینیم قرار می‌گیرد. تمام تورمالین‌های مشهد حاوی مقادیر ^{11}B مشابه و تغییرات کم بین ۷/۴- تا ۱۰/۸- % هستند که نشان‌دهنده یک منبع بور مشترک حاصل از تفریق ماگمای بسیار تکامل‌یافته برای همه آنهاست. بر اساس مقادیر ^{11}B ، تورمالین‌های مشهد در محدوده تورمالین‌های مربوط به گرانیته‌های نوع S شکل گرفته توسط پوسته قاره‌ای قرار می‌گیرند. مقدار ^{11}B تورمالین‌های مشهد، مقادیر ^{11}B ماگمای بیوتیت مسکوویت گرانیته مشهد را نشان می‌دهد.

کلیدواژه‌ها: ایزوتوپ بور، ایزوتوپ اکسیژن، ایزوتوپ هیدروژن، تورمالین، گرانیته مشهد.

*نویسنده مسئول: زهرا طهماسبی

E-mail: tahmasebi.z@lu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

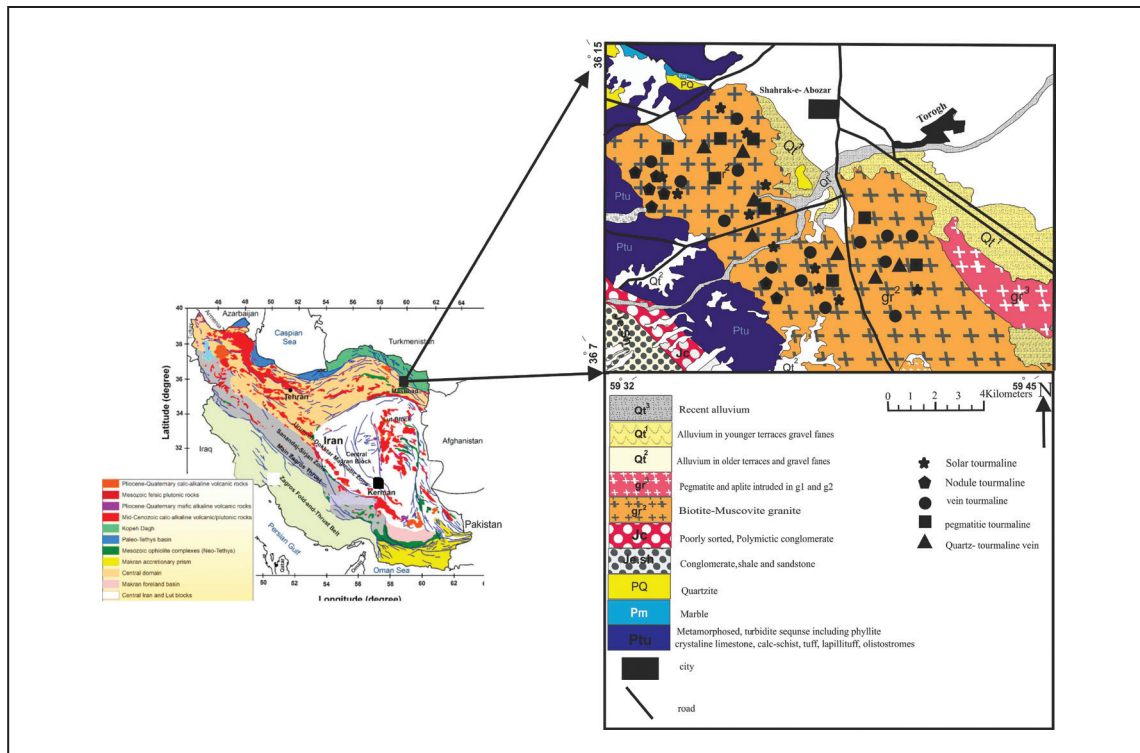
تورمالین به ریخت‌های مختلفی همچون شعاعی، نودولی، پگماتی، آپلیتی و رگه‌ای در گرانیته مشهد مشاهده می‌شود. طهماسبی و همکاران (۱۳۹۶ و ۱۳۹۴) تورمالین‌های رگه‌ای، پگماتی و نودولی مشهد را با استفاده از آنالیز میکروپروپ مورد بررسی قرار داده و ترکیب آنها را از نوع شورل- دراویت بیان کرده‌اند. ویژگی‌های ایزوتوپی سیال و مذاب می‌تواند در کانی‌هایی همچون تورمالین ثبت شود و شواهد مهمی در فهم فرایندهای زمین‌شناسی ایجاد کند. منشأ سیال‌های ته‌نشین کننده تورمالین در سراسر دنیا با استفاده از نسبت‌های $\delta^{18}\text{O}$ و δD مورد بررسی قرار گرفته است (King 1990; Kotzer et al., 1993; Jiang, 1998; Huang et al., 2016). مطالعه ترکیب ایزوتوپ بور در تورمالین ماگمایی و گرمایی، اطلاعات ارزشمندی در رابطه با منبع بور فراهم می‌کند (Marschall and Jiang, 2011; Dutrow and Henry, 2011). تورمالین حمل‌کننده اصلی B در سنگ است و تأثیر زیادی در ترکیب ایزوتوپ B پوسته قاره‌ای دارد (Marschall and Jiang, 2011). در این مطالعه سعی شده است بر اساس مقادیر ایزوتوپ‌های اکسیژن، هیدروژن و بور موجود در تورمالین، منشأ دقیق سیال تشکیل‌دهنده تورمالین تعیین و این مقادیر نسبت به مقادیرشان در تورمالین‌های محیط‌های مختلف مقایسه شود.

۲- زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه در محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ مشهد قرار گرفته است (شکل ۱). این منطقه بخشی از زون بینالود است که مرز جنوبی آن، گسل میامی یا گسل شاهرود و مرز شمال باختری آن گسل سمنان است. منطقه مورد مطالعه محدود به عرض جغرافیایی ۳۶° ۷' ۰۰" تا ۳۶° ۱۵' ۰۰" شمالی و طول جغرافیایی ۵۹° ۳۷' ۰۰" تا ۵۹° ۴۵' ۰۰" خاوری است. از نظر ماگماتیسم، سه فاز اصلی در زون بینالود تشخیص داده شد. فاز نخست بیشتر گرانودیوریتی (g1) است که در

(g1) شده و در اثر برخورد قاره‌ها، حرارت و فشار منطقه برخورد افزایش یافته است که در حد نهایی دگرگونی و سپس ذوب بخشی سنگ‌های با منشأ رسوبی، مسکوویت بیوتیت گرانیت‌ها (لوکو گرانیت‌ها) ایجاد شده‌اند.

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 بازیگ حادث و باعث تشکیل تونالیت و گرانودیوریت‌ها



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی مشهد (Taheri and Ghaemi, 1994).

۳- مواد و روش‌ها

حاوی انکلاوهای از خرده‌سنگ‌های غنی از میکاست. در بیوتیت-مسکوویت مشهد، تورمالین به اشکال نودولی، آپلیتی، پگماتیتی، رگ‌های، شعاعی و رگ‌های کوارتز-تورمالین وجود دارد که در ادامه شرح داده می‌شوند.

۴-۱. تورمالین نودولی

در منطقه خلیج، توده گرانیت حاوی تورمالین‌های با اشکال نودولی است (شکل ۲- الف). در اطراف بعضی از این تورمالین‌های نودولی هاله سفیدرنگی مشاهده می‌شود. این نودول‌ها که به صورت نامنظم در سنگ میزبان پراکنده هستند، اشکال متفاوتی از گرد شده تا بی‌قاعده دارند و شامل کانی‌های همچون تورمالین، کوارتز و فلدسپار هستند. کانی‌های تورمالین به صورت نیمه‌شکل دار، دارای چندرنگی سبز مایل به قهوه‌ای، هسته سبز-آبی و حاشیه قهوه‌ای وجود دارند (شکل ۲- ب).

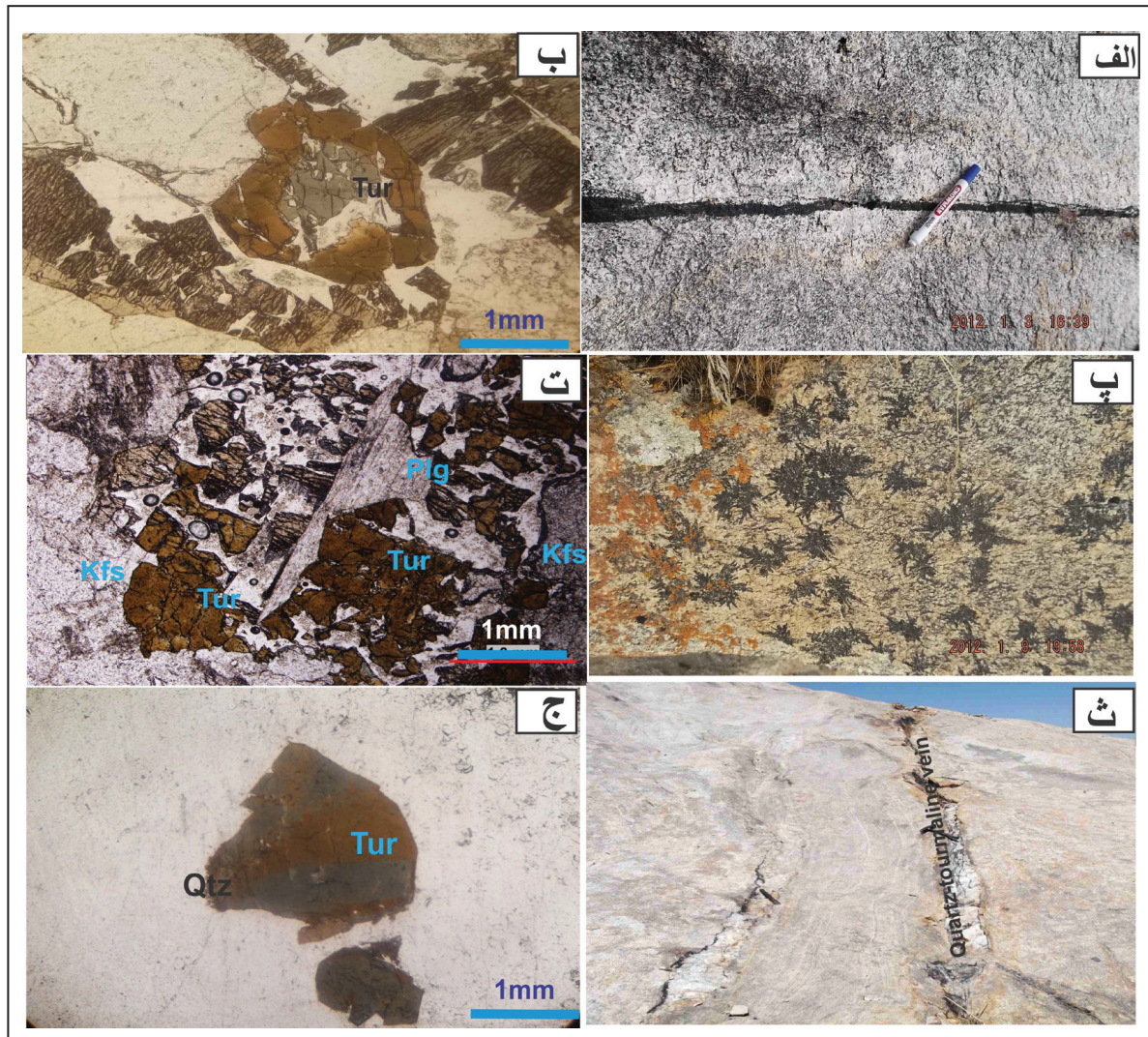
۴-۲. تورمالین پگماتیتی و آپلیتی

پگماتیتهای دارای عرض‌های متفاوتی از سانتی‌متر تا چندین متر و نیز حاوی کانی‌های با اندازه‌ی متفاوت از یک سانتی‌متر تا ده سانتی‌متر هستند. پگماتیتهای تورمالین‌دار در بعضی مناطق بلورهای منشوری درشت تورمالین (بزرگ‌تر از ۳ سانتی‌متر) (شکل ۲- پ) دارند. در بررسی‌های میکروسکوپی، این پگماتیتهای با بافت‌های پگماتوبیدی، پرتیتی، آنتی‌پرتیتی و میرمیکیتی دارای کانی‌های تورمالین، کوارتز، مسکوویت، میکروکلین، ارتوکلاز و بلورهای گارنت (شکل ۲- ت) دیده می‌شوند. کانی تورمالین به صورت خودشکل و نیمه‌خودشکل با چندرنگی قهوه‌ای و سبز مایل به قهوه‌ای دیده می‌شود. رگ‌های ریزدانه آپلیتی در توده گرانیتی مشهد عمدتاً شامل کانی‌های کوارتز، مسکوویت، فلدسپار، گارنت و تورمالین هستند (شکل ۲- ث). بافت آنها به صورت گرانولار و میرمیکیتی است. تورمالین به صورت خودشکل و نیمه‌خودشکل با چندرنگی قهوه‌ای و سبز مایل به قهوه‌ای دیده می‌شود. این تورمالین‌ها در ارتباط با کانی‌های کوارتز، فلدسپار و گارنت هستند (شکل ۲- ج).

برای آنالیز ایزوتوپ‌های O-H ابتدا نمونه‌های مورد نظر خرد و سپس تورمالین‌ها با استفاده از محلول برموفرم از سنگ میزبان خرد شده‌شان جدا می‌شوند و با استفاده از میکروسکوپ بیناکولار به خالص‌سازی دانه‌های تورمالین‌ها پرداخته می‌شود. مطالعات ایزوتوپ O-H تورمالین با استفاده از روش laser fluorination (Harris and Vogeli, 2010) صورت گرفته است که تمام ایزوتوپ‌ها به صورت off-line با استفاده از طیف‌سنج جرمی Delta XP Finnegan در آزمایشگاه ایزوتوپی دانشگاه کیپ‌تاون کشور آفریقای جنوبی اندازه‌گیری شده‌اند و مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی با نشانه δ و برحسب پرمیل نسبت به میانگین آب اقیانوس (SMOW) گزارش شده است. مطالعات ایزوتوپ بور تورمالین‌های مورد مطالعه بر روی مقطع نازک صیقلی تورمالین و در آزمایشگاه علوم زمین دانشگاه نانجیانگ چین با استفاده از روش laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS) انجام شده است.

۴- سنگ‌نگاری بیوتیت مسکوویت گرانیت

توده بیوتیت مسکوویت گرانیت مشهد با روند شمال باختری- جنوب خاوری دارای ابعادی در حدود ۷ تا ۱۷ کیلومتر است. این توده شامل آپلیت گرانیت تورمالین‌دار و انواعی از پگماتیتهاست که این توده را به صورت شبکه‌ای قطع کرده‌اند. توده گرانیتی مشهد به صورت درشت تا متوسط‌دانه با بافت‌های گرانولار، پرتیتی و میرمیکیتی و دارای کانی‌های اصلی درشت و بی‌شکل کوارتز، بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز و میکروکلین، بلورهای شکل‌دار مسکوویت و بیوتیت است که درصد این کانی‌ها به ترتیب عبارتست از: ۳۵ تا ۳۸ درصد کوارتز، ۱/۵ تا ۲/۵ درصد بیوتیت، ۲۵ تا ۲۹ درصد فلدسپار، ۲۷ تا ۳۲ درصد آلپیت و ۲/۵ تا ۵ درصد مسکوویت است. کانی‌های فرعی آن شامل تورمالین، گارنت، آپاتیت و زیرکن است. این توده



شکل ۲- الف) تصویری از تورمالین‌های نودولی در بیوتیت مسکوویت مشهد؛ ب) تصویر میکروسکوپی از تورمالین نودولی و کانی‌های مجاور آن (در نور XPI)؛ پ) تصویری از تورمالین در پگماتیت‌ها؛ ت) تصویری از بلورهای گارنت (Grt)، مسکوویت (Ms) و تورمالین (Tur) در پگماتیت (در نور PPI)؛ ث) تصویر نمونه دستی از یک آپلیت؛ ج) تصویری از بلورهای گارنت (Grt)، فلدسپار پتاسیم (Kfs) و تورمالین (Tur) در آپلیت (در نور PPI).

۳-۴. رگه‌های غنی از تورمالین

در توده گرانیتی مشهد، رگه‌های باریک و غنی از تورمالین با ضخامت متفاوت از میلی‌متر تا سانتی‌متر دیده می‌شوند (شکل ۳-الف). در بررسی‌های میکروسکوپی این رگه‌ها، کانی‌های تورمالین، کوارتز، مسکوویت، پلاژیو کلاز، ارتو کلاز، بیوتیت و کانی‌های اپیک مشاهده می‌شود که بافت‌هایی همچون گرانولار، میرمکیت و پرتیت دارند. تورمالین‌ها با چندرنگی قهوه‌ای و قهوه‌ای مایل به سبز به صورت نیمه‌خودشکل و دارای شکستگی زیادی هستند و در مجاورت کانی‌های کوارتز و فلدسپار قرار گرفته‌اند (شکل ۳-ب).

۴-۴. تورمالین شعاعی

این نوع از تورمالین‌ها در سطح به شکل رگچه‌های کوچکی هستند که در محل‌هایی که طرفین رگه‌ها به دلیل فعالیت‌های زمین‌ساختی و یا فرسایش جابه‌جا شده‌اند، تورمالین‌ها به شکل شعاعی در سطح سنگ مشاهده می‌شوند (شکل ۳-پ). از لحاظ کانی‌شناسی حاوی مسکوویت، بیوتیت، میکروکلین، ارتو کلاز، کوارتز، پلاژیو کلاز و تورمالین و دارای بافت‌های میرمکیت، گرانولار و آنتی پرتیت هستند. تورمالین‌ها در این مقاطع چندرنگی سبز مایل به قهوه‌ای دراند و فاقد شکل مشخصی هستند (شکل ۳-ت). تورمالین در مجاورت کوارتز و فلدسپارها دیده می‌شود.

۵-۴. رگه‌های کوارتز-تورمالین

این رگه‌ها با ضخامت متفاوت در حد میلی‌متر تا سانتی‌متر به صورت پراکنده در توده گرانیتی دیده می‌شوند (شکل ۳-ث). از لحاظ کانی‌شناسی حاوی کانی‌های

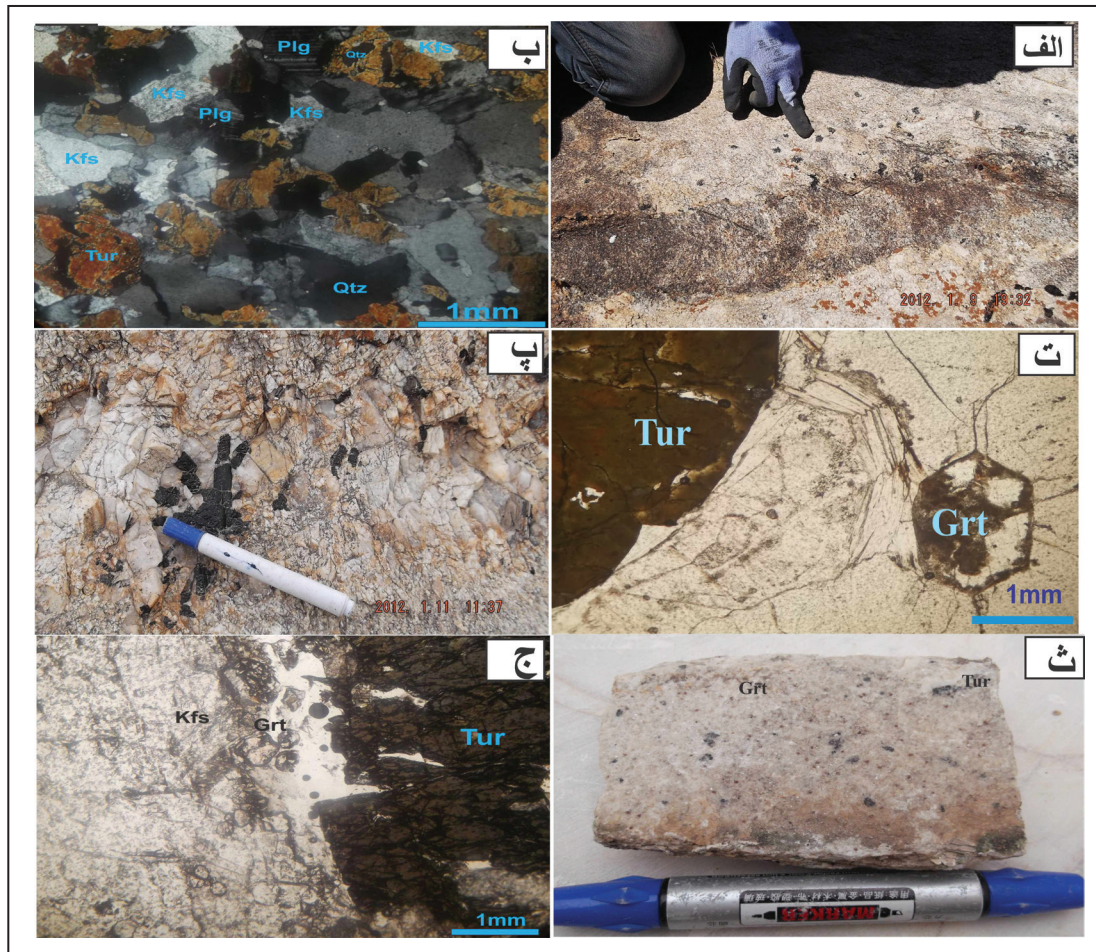
اصلی کوارتز، تورمالین و کانی‌های فرعی زیرکن و آپاتیت هستند. تورمالین با چندرنگی سبز مایل به قهوه‌ای و بلورهای نیمه‌شکل‌دار و شکل‌دار مشاهده می‌شود (شکل ۳-ج).

۵- ترکیب ایزوتوپ اکسیژن و هیدروژن تورمالین‌های مشهد

ترکیب ایزوتوپ اکسیژن و هیدروژن تورمالین‌های مشهد در جدول ۱ ارائه شده است. مقدار $\delta^{18}O$ و δD در تورمالین‌های شعاعی (۱۲/۴ و -۶۹)، نودولی (۱۱/۸ و -۶۳)، کوارتز-تورمالین (۱۱/۷ و -۵۷)، پگماتیستی (۱۱/۶۲ تا ۱۱/۶۷ و -۵۹ تا -۷۳)، آپلیتی (۱۱/۳۹ و -۵۷)، رگه‌ای (۱۱/۸۲ و -۶۲) و میکاشیستی (۱۱/۰۶ و -۷۷) با تغییرات کم و مشابه یکدیگر هستند.

۶- ترکیب ایزوتوپ بور تورمالین‌های مشهد

ترکیب ایزوتوپ بور در تورمالین‌های موجود در بیوتیت مسکوویت گرانیت مشهد در جدول ۲ ارائه شده است. تورمالین‌های مختلف حاوی مقدار ایزوتوپ بور با تغییرات کم و مشابهی هستند (تورمالین‌های خورشیدی (۷/۴ تا ۹/۲ -%)، پگماتیستی (۹/۲ تا ۱۰/۷ -%)، آپلیتی (۸/۵ تا ۹/۵ -%)، کوارتز-تورمالین (۶/۹ تا ۸/۷ -%)، نودولی (۸/۸ تا ۱۰/۸ -%)، رگه‌ای (۸/۸ تا ۹/۳ -%) و شیستی (۹/۲ تا ۹/۷ -%).



شکل ۳- الف) تصویر صحرایی از تورمالین‌های رگه‌ای؛ ب) تصویر میکروسکوپی از تورمالین‌های رگه‌ای دارای منطقه‌بندی با هسته سبز و حاشیه قهوه‌ای (نور PPI)؛ پ) تصویر صحرایی تورمالین‌های شعاعی موجود در گرانیت‌های مشهد؛ ت) تصویر میکروسکوپی از کانی‌های تورمالین، فلدسپار پتاسیم در تورمالین‌های خورشیدی؛ ث) تصویر صحرایی از رگه‌های کوارتز-تورمالین؛ ج) تصویر میکروسکوپی از تورمالین و کوارتز موجود در رگه‌های کوارتز-تورمالین.

جدول ۱- داده‌های مربوط به آنالیز ایزوتوپ‌های O-H در کانی تورمالین و ایزوتوپ O در کوارتز. مقدار $\delta^{18}\text{O}$ ماگما به روش (Kontak and Kyser (2009) و داماسنجی با استفاده از روش (Jiang (1998) انجام شد. (n.a. = not analyzed.)

Sample no.	$\delta^{18}\text{O}_{\text{tourmaline}}$	DH	$\delta^{18}\text{O}_{\text{quartz}}$	Δ quartz-tourmaline	$\delta^{18}\text{O}$ of magma (Δ quartz-magma = 1.1‰)	Temperature (°C)	$\delta^{18}\text{O}$ Water	DH Water
quartz-tourmaline vein	۱۱/۷	-۵۶/۸	۱۳/۹۷	۲/۲۷	۱۲/۸۷	۵۰۱	۹/۸	-۴۰/۶
nodule tourmaline	۱۱/۷۹	-۶۲/۵	۱۴/۱	۲/۳۱	۱۳	۴۹۳	۹/۷۹	-۴۳/۸
Aplite tourmaline	۱۱/۶۷	-۵۷/۴	۱۳/۹۷	۲/۳	۱۲/۸۷	۴۹۵	۹/۶۷	-۳۹/۲
pegmatite tourmaline	۱۱/۶۲	-۷۲/۷	۱۳/۵۸	۱/۹۶	۱۲/۴۸	۵۷۹	۱۰/۲	-۶۲/۶
pegmatite tourmaline	۱۱/۳۹	-۵۶	n.a.	-	-	-	-	-
tourmaline-rich vein	۱۱/۸۲	-۶۲/۱	n.a.	-	-	-	-	-
Solar tourmaline	۱۲/۴۳	-۶۹	n.a.	-	-	-	-	-
mica schist tourmaline	۱۱/۰۶	-۷۷/۱	n.a.	-	-	-	-	-

$$1000L_{\alpha_{\text{Tur-Water}}} = -27.2 (10^6/T^2) + 28.1 \text{ (Kotzer et al 1993 for D)}$$

$$1000L_{\alpha_{\text{Tur-Water}}} = 0.08(10^{12}/T^4) + (-.94)(10^6/T^3) + 8.51(10^6/T^2) + (-14.3)(10^3/T^2) + 8.04 \text{ (Kotzer et al., 1993 for } \delta^{18}\text{O)}$$

جدول ۲- داده‌های مربوط به آنالیز ایزوتوپ بور تورمالین‌های مشهد.

	"B	"B	"B	"B	"B	"B	"B	"B	"B	Ave ¹¹ B
Pegmatite tourmaline	-۹/۹	-۹/۸	-۹/۳	-۹/۴	-۱۰/۱	-۱۰/۲	-۹/۹	-۹/۹	-۱۰/۷	-۹/۹
Nodule tourmaline	-۱۰	-۱۰/۸	-۱۰	-۹/۱	-۹	-۹/۷	-۹/۸	-۹/۵	-۹/۷	-۹/۷
Quartz-tourmaline	-۷/۲	-۶/۹	-۷	۷/۵	-۷/۷	-۸/۷	-۸/۷	-۸/۵	-۷/۸	-۷/۸
Vein tourmaline	-۹	-۸/۸	-۹/۳	-۹/۱	-۹/۱	-۹	-۹	-۹/۳	-۹/۱	-۹/۱
Solar tourmaline	-۷/۴	-۸/۲	-۸/۹	-۸/۷	-۸/۱	-۸/۸	-۸/۷	-۹/۷	-۷/۹	-۸/۵
Aplite tourmaline	-۹/۵	-۹/۲	-۸/۷	-۸/۵	-۸/۸	-۸/۹	-۹	-۹	-۸/۹	-۸/۹
Tourmaline in schist	-۹/۴	-۹/۲	-۹/۶	-۹/۷	-۹/۳	-۹/۳	-۹/۴	-۹/۱	-۹/۳	-۹/۴

۷- بحث

۷-۱. دماسنجی با استفاده از ایزوتوپ ¹⁸O

نتیجه گرفتند که تورمالین‌های Sullivan از یک سیال دریای تکامل یافته و چرخش یافته در عمق در دمای ۲۰۰ تا ۲۵۰ تشکیل یافته است و یک نسبت بالا از سنگ/سیال و درجه متوسط تا بالایی از تغییرات $\delta^{18}\text{O}$ را برای آن در نظر گرفتند. Taylor et al. (1995) نیز مقدار $\delta^{18}\text{O}$ ۱۲ و δD ۵۵- را برای Sullivan گزارش کرد که این نتایج حاصل از Beaty et al. (1988) را تأیید می‌کند. Beaty et al. (1988) نشان داد که تورمالین‌های جدا شده از محل‌های بدون کانه‌زایی در Belt- Purcell مقدار $\delta^{18}\text{O}$ بین ۸/۲ تا ۱۰/۷ دارند که کمتر از مقدار $\delta^{18}\text{O}$ تورمالین‌های Sullivan است. تورمالین‌ها نواحی آلتزه شده و عقیم در Idoho، Trestle Creek مقدار $\delta^{18}\text{O}$ و δD ۹ تا ۹/۹ و ۶۵- تا ۴۵- دارند. در حالی که رگه‌های تورمالین‌های نزدیک به توده گابرویی مقدار $\delta^{18}\text{O}$ بین ۹/۷ تا ۱۰/۹ و δD ۴۲- تا ۳۹- دارند. تورمالین‌های موجود در شکستگی‌های پر شده و پراکنده سیلت‌ها مقدار $\delta^{18}\text{O}$ بین ۱۰/۶ تا ۱۰/۷ و مقدار δD بین ۵۸- تا ۵۳- دارند. Beaty et al. (1988) نتیجه گرفتند که همه این تورمالین‌ها از سیال با منشأ دریای تحت شرایط متغیر دمایی حاصل شده‌اند. Ibrahim and Kyser (1991) مقدار O-H مقدار کوارتز، تورمالین و کانی‌های سیلیکاته مجاور آنها در رگه‌های کوارتز موجود در نهشته‌های طلای Star Lake در شمال Saskatchewan را گزارش کردند. آنها مشاهده کردند که رگه‌های طلا دار حاوی مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ بین ۱۰ تا ۱۱/۶ و کمتر از مقدار کوارتز رگه‌های عقیم با مقدار ۱۲/۹ تا ۱/۴ هستند که نشان‌دهنده ته‌نشینی کوارتز از سیال با منشأ مجزاست. تورمالین‌های موجود در رگه‌های مختلف طلا دار حاوی $\delta^{18}\text{O}$ ۸/۴ تا ۸/۹ و تورمالین‌های موجود در رگه‌های Rush lake دارای δD بسیار بیشتری (۵۲- تا ۵۰-) نسبت به تورمالین‌ها (۱۰۸-) و بیوتیت‌ها و آمفیبول‌های (۱۱۱- تا ۸۶-) موجود در سایر رگه‌ها هستند. از این رو اعتقاد بر این است که رگه‌های Lake Runsh ممکن است از یک سیال با غنی‌شدگی از D تشکیل شده باشد (Ibrahim and Kyser, 1991). اندازه‌گیری $\delta^{18}\text{O}$ و δD بین ۶ تا ۸ و ۸۰- تا ۴۰- در نهشت Star Lake حاصل از منابع دگرگونی و نشان‌دهنده یک سیستم گرمایی با نرخ پایین از نسبت آب به سنگ است. تورمالین‌ها و کوارتزها از رگه‌های طلا دار نهشت طلای Tartan Lake در Manitoba حاوی مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ بین ۷/۹ تا ۸/۸ و ۱۰/۶ تا ۱۲ هستند. در حالی که کوارتزهای رگه‌های عقیم طیف بیشتری از مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ بین ۱۰/۳ تا ۱۵/۵ و مشابه نهشت طلای Star Lake نشان می‌دهد (Fedorowich et al., 1991). (Fedorowich et al., 1991). فرض کرد که سیال گرمایی طلا دار در Tartan Lake از آبگیری سنگ دگرگونی در یک فشار ۱/۲ تا ۲/۴ حاصل شده است. تورمالین‌ها از نهشت‌های طلا دار Rio and Frontier در Saskatchewan حاوی مقادیری از $\delta^{18}\text{O}$ و δD بین ۷/۴ تا ۹/۹ و ۸۴- تا ۶۹- هستند (Ansdell and Kyser, 1992; Kotzer et al., 1993). مقدار $\delta^{18}\text{O}$ ۹/۶ تا ۱۰/۵ و δD بین ۶۷- تا ۶۰- برای تورمالین‌های نهشت طلا دار معدن Beaumont و Maclezenic Lode در کمر بند آرکن کانادا گزارش شده

یکی از روش‌های دماسنجی، استفاده از ترکیب ایزوتوپ پایدار اکسیژن دو کانی در حال تعادل با هم است که در مورد تورمالین زوج‌های کوارتز- تورمالین مورد بررسی قرار می‌گیرد. محاسبات تئوریک زیادی نیز توسط Zheng (1993) بر روی تفریق ایزوتوپ اکسیژن بین کوارتز- تورمالین، آب- تورمالین و کلسیت- تورمالین انجام گرفته است. او همچنین تفریق ایزوتوپ بین تورمالین و گروه هیدروکسیل تورمالین را نیز محاسبه کرده است. Kotzer et al. (1993) بر روی تفریق $\delta^{18}\text{O}$ و δD بین تورمالین- آب، تورمالین- کوارتز مطالعاتی انجام داده‌اند. آنها نتیجه گرفتند که عامل اصلی در تفریق نسبت ایزوتوپی بین کانی‌ها انرژی ارتعاشی باندهای Si-O و Al-Si-O بوده و تفاوت کم در تفریق $\delta^{18}\text{O}$ تورمالین و مسکوویت به دلیل اثرات باندهای BO3 تورمالین است. Jiang (1998) نیز فرمولی در مورد تعیین دمای تبلور بر روی زوج کانی کوارتز- تورمالین در دمای بین ۲۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد معرفی کرده است. در این مطالعه برای دماسنجی با استفاده از زوج کانی کوارتز- تورمالین، از روش Jiang (1998) استفاده شد. تفاوت مقدار $\delta^{18}\text{O}$ بین کوارتز و تورمالین در تورمالین‌های مشهد بین ۲ تا ۲/۲ است که نشان می‌دهد این دو کانی در تعادل با یکدیگر هستند. بر اساس فرمول ارائه‌شده توسط Jiang (1998) دمای تبلور تورمالین‌ها بین ۴۹۲ تا ۵۷۹ برآورد شد (جدول ۱).

$$1000 \ln \alpha(Q\text{-Tur}) = 1.05(106/T + 2) + 0.49 \quad (\text{Jiang, 1998})$$

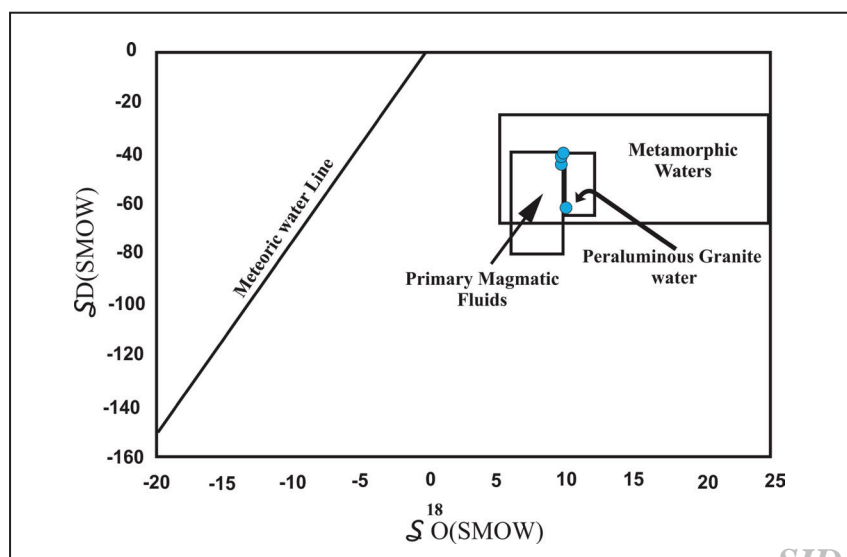
۷-۲. بررسی منشأ تورمالین‌ها بر اساس نسبت‌های $\delta^{18}\text{O}$ و δD

Slack (1996) بیان داشت که ایزوتوپ‌های هیدروژن نسبت به ایزوتوپ اکسیژن خیلی راحت‌تر با سیال دگرگونی بعدی تغییر می‌کند. چون هیدروژن در باندهای ضعیفی از لایه‌های بورسیت بوده در حالی که اکسیژن در باندهای قوی تر اهدر SiO_4 یا تریگونال BO_3 است. Taylor et al. (1991) تورمالین‌های ماسیوسولفید Ontario در Kidd creek را با مقدار $\delta^{18}\text{O}$ بین ۸/۲ تا ۱۱/۲ و مقدار δD بین ۴۸- تا ۱۳- بررسی کرد و برای آنها منشأ سیال دریایی تغییر یافته را نتیجه گرفت. تورمالین‌های مرتبط با ماسیوسولفید Hanging Wall مقدار δD کمتری بین ۴۸- تا ۳۴- نسبت به Fot Wall (بین ۳۵- تا ۱۳-) در ناحیه Stringer دارند. Taylor (1998) دمای تعادل ایزوتوپ اکسیژن کوارتز- تورمالین این ناحیه را بین ۱۸۳ تا ۴۲۹ درجه سانتی‌گراد مشخص کرد. وی همچنین نتیجه گرفت که دمای ایزوتوپ تورمالین- کوارتز به شدت به مقدار نسبت Fe/Mg+Fe تورمالین وابسته است. به طوری که تورمالین‌های با دمای بالا با مقادیر بالای Fe/Mg+Fe همخوانی دارد. Nesbitt et al. (1984) تورمالین‌های موجود در نهشت ماسیوسولفید برتیش کلمبیا را بررسی کردند. آنها بیان داشتند که این تورمالین‌ها دارای $\delta^{18}\text{O}$ بین ۱۰/۷ تا ۱۳/۱ و مشابه سنگ میزبان (متاسدیمنت آلتزه نشده) با $\delta^{18}\text{O}$ بین ۹/۹ تا ۱۳/۱ هستند و فرض کردند احتمالاً تورمالین از سیال‌های با دمای پایین (کمتر از ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد) تشکیل شده است. Beaty et al. (1988) با استفاده از داده‌های Nesbitt et al. (1984)

ایزوتوپ O-H تورمالین ماگمایی و گرمایی مشاهده کردند. (Taylor 1992) فرض کرد که تفریق آذرین، تفریق ایزوتوپی اکسیژن زیادتری بین کوارتز و تورمالین هم‌زیست آن نسبت به فرایندهای گرمایی ایجاد می‌کند (یعنی با بیشترین $\delta^{18}\text{O}$ در کوارتز و کمترین در تورمالین). این تفریق ممکن است منعکس‌کننده ترکیبی از کاهش دما، تبلور و افزایش نسبت Fe/Mg+Fe در مذاب پسماند باشد. مقدار $\delta^{18}\text{O}$ تورمالین ماگمایی از گرانیت Karagwe-Ankolean (۱۱/۶ تا ۱۲/۲) مشخص‌کننده یک پروتولیت رسوبی برای ماگمای گرانیتی است. (Dyar et al. 1997) ایزوتوپ O-H تورمالین‌های پگماتیتهای جنوب باختر Main، آمریکا را گزارش کردند. تورمالین‌های پگماتیتهای Black Mountain حاصل هم‌رویدادی محلول گرمایی و رسوبات غنی از بور با تغییرات محدود از $\delta^{18}\text{O}$ (۱۲/۹ تا ۱۳/۶) و δD (۹۶- تا ۷۶-) هستند. کاهش سیستماتیک در δD تورمالین هسته پگماتیتهای (۷۶-) و دیواره (۸۱-) تا سنگ میزبان (۹۶- تا ۸۰-) دلالت بر درجه بالای واکنش بین سیال پگماتیتهای و سنگ‌های اطراف در Black Mountain دارد. در Mount Mica، تورمالین‌ها مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ پایین‌تری (۱۳/۲) در پگماتیتهای و مقادیر بالاتری (۱۵/۵) در سنگ میزبان نشان می‌دهند. مقدار δD تورمالین Mount Mica ۱۰۹- در هسته، ۱۱۶- در دیواره و ۷۴- تا ۹۱- در سنگ‌های اطراف است. این داده‌ها واکنش کم بین پگماتیتهای و سیال سنگ میزبان را نشان می‌دهد و نشان از تبلور مستقیم تورمالین‌های پگماتیتهای از ماگمای پگماتیتهای دارد. در حالی که تورمالین موجود در سنگ میزبان از واکنش سیال خارج شده از پگماتیتهای با سنگ حاصل شده‌اند (Dyar et al., 1997). با توجه به اینکه مقدار $\delta^{18}\text{O}$ و δD در تورمالین‌های شعاعی (۱۲/۴ و ۶۹-)، نودولی (۱۱/۸ و ۶۳-)، کوارتز-تورمالین (۱۱/۷ و ۵۷-)، پگماتیتهای (۱۱/۶۷ تا ۱۱- و ۵۹- تا ۷۳-)، آپلیتی (۱۱/۳۹ و ۵۷-)، رگه‌ای (۱۱/۸۲ و ۶۲) و میکاشیست (۱۱/۰۶ و ۷۷-) با تغییرات کم و مشابه یکدیگر هستند، می‌توان برای آنها منشأ یکسانی در نظر گرفت و از آنجا که این مقادیر با مقادیر گزارش شده به وسیله Taylor (1992) برای تورمالین‌های ماگمایی مرتبط در کمر بند Karagwe-Ankolean در شمال باختر تانزانیا و مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و هیدروژن تورمالین ماگمایی لکوگرانیت Manaslu در هیمالیا که توسط France-Lanord et al. (1988) گزارش شده و مقدار $\delta^{18}\text{O}$ تورمالین ماگمایی از گرانیت Karagwe-Ankolean مشابه است، می‌توان یک منشأ ماگمایی برای سیال سازنده تورمالین در بیوتیت مسکوویت گرانیت مشهد در نظر گرفت. بر اساس نمودار $\delta^{18}\text{O}$ در مقابل δD (Huang et al., 2016). سیال سازنده تورمالین‌های مشهد در محدود آب‌های ماگمایی و ماگمایی پرآلومینیم قرار می‌گیرد که نشان از به وجود آمدن تورمالین‌ها از ماگمایی گرانیت نوع S دارد (شکل ۴).

است (King, 1990; Kotzer et al., 1993). فرض بر این است که همه این نهشت‌های طلا دار ممکن است ترکیب سیال و منشأ مشابهی داشته باشند (Fedorowich et al., 1991; Ansdell and Kyser, 1992). تورمالین‌های نهشت‌های طلا دار Deep Dome و Coniauram Lode در کمر بند آرکتیک Alitibi کانادا مقادیر بالای $\delta^{18}\text{O}$ (۱۱/۵ تا ۱۲/۱) و δD (۵۲- تا ۴۵-) دارند (King, 1990; Kotzer et al., 1993). تورمالین‌های نهشت طلا-نقره Laurel Lake در کمر بند گریستون Flin Flon در شمال Saskatchewan و Manitoba حاوی مقادیر بالای $\delta^{18}\text{O}$ (۹/۷ تا ۹/۹) و δD (۶۰- تا ۳۶-) هستند و از آب دریای تغییر یافته چرخنده در سنگ‌های آتشفشانی مناطق عمیق تشکیل شده‌اند (Ansdell and Kyser, 1992). بر اساس مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ (بین ۱۳/۹ تا ۱۶/۶) و δD (بین ۴۱- تا ۳۲-) تورمالین‌ها و کوارتزهای مرتبط با نهشت طلای Loula در Mail در باختر آفریقا، منشأ آب دریا برای سیال‌های گرمایی پیشنهاد شده است (Fouillac et al., 1993). (Blamart et al. 1992) ترکیب ایزوتوپ O-H تورمالین، مسکوویت، بیوتیت و کوارتز در متاپلیت‌ها را مطالعه کردند. سه تورمالین حاوی مقادیر δD (۶۱- تا ۶۰-) و یکی حاوی مقدار $\delta^{18}\text{O}$ (۱۰/۸) است. مقادیر مشابه $\delta^{18}\text{O}$ (۱۰/۵ تا ۱۰/۸) اما مقادیر δD کمتری (۷۳- تا ۶۳-) از تورمالین‌های نواحی مشابه گزارش شده است. (France-Lanord et al. 1988) مقادیر ایزوتوپ اکسیژن و هیدروژن تورمالین ماگمایی از لکوگرانیت Manaslu در هیمالیا را مورد بررسی قرار داده است. تغییرات δD (۸۹- تا ۶۴-) در مقایسه با مسکوویت‌ها و بیوتیت‌های هم‌زیست آن (۱۴۳- تا ۸۹- و ۱۲۷- تا ۶۴-) کم است، از این رو فرض شد که تورمالین نسبت به تغییرات ایزوتوپ هیدروژن در اثر تبلور مجدد مقاوم است و بنابراین ترکیب ایزوتوپی هیدروژن ماگمایی آن حفظ می‌شود. تورمالین‌های پگماتیتهای گرانیتی و آپلیتی در San Diego کالیفرنیا مقادیر پایین $\delta^{18}\text{O}$ (۶/۴ تا ۹/۸) و مقادیر بیشتر δD (۹۸- تا ۵۹-) در مقایسه با تورمالین‌های لکوگرانیت Manaslu دارند (Taylor et al., 1979). (Taylor et al., 1979) فرض کرد که $\delta^{18}\text{O}$ و δD تورمالین و دیگر کانی‌ها در دایک پگماتیتهای آپلیتی این ناحیه با یک منشأ ماگمایی سازگارتر و حاصل از یک ماگمای تهی شده در $\delta^{18}\text{O}$ است. مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و δD مشابه تورمالین از چندین پگماتیتهای گرانیتی در شمال آمریکا و Noyway به وسیله Taylor and Friedrichsen (1983) گزارش شده است. در مطالعات دقیق‌تر از گرانیت‌ها و سنگ‌های گرمایی مرتبط در کمر بند Karagwe-Ankolean در شمال باختر تانزانیا، Taylor et al. (1992) دریافت که تورمالین‌های ماگمایی مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و δD (۱۱/۶ تا ۱۲/۲ و ۷۹- تا ۶۵-) بیشتری از تورمالین‌های گرمایی (۹/۸ تا ۱۰/۸ و ۹۹- تا ۸-) دارند. وی تغییرات سیستماتیکی در شیمی (Fe/Mg+Fe) و ترکیب

شکل ۴- نمودار $\delta^{18}\text{O}$ در مقابل δD برای تورمالین‌های مشهد (Huang et al., 2016).



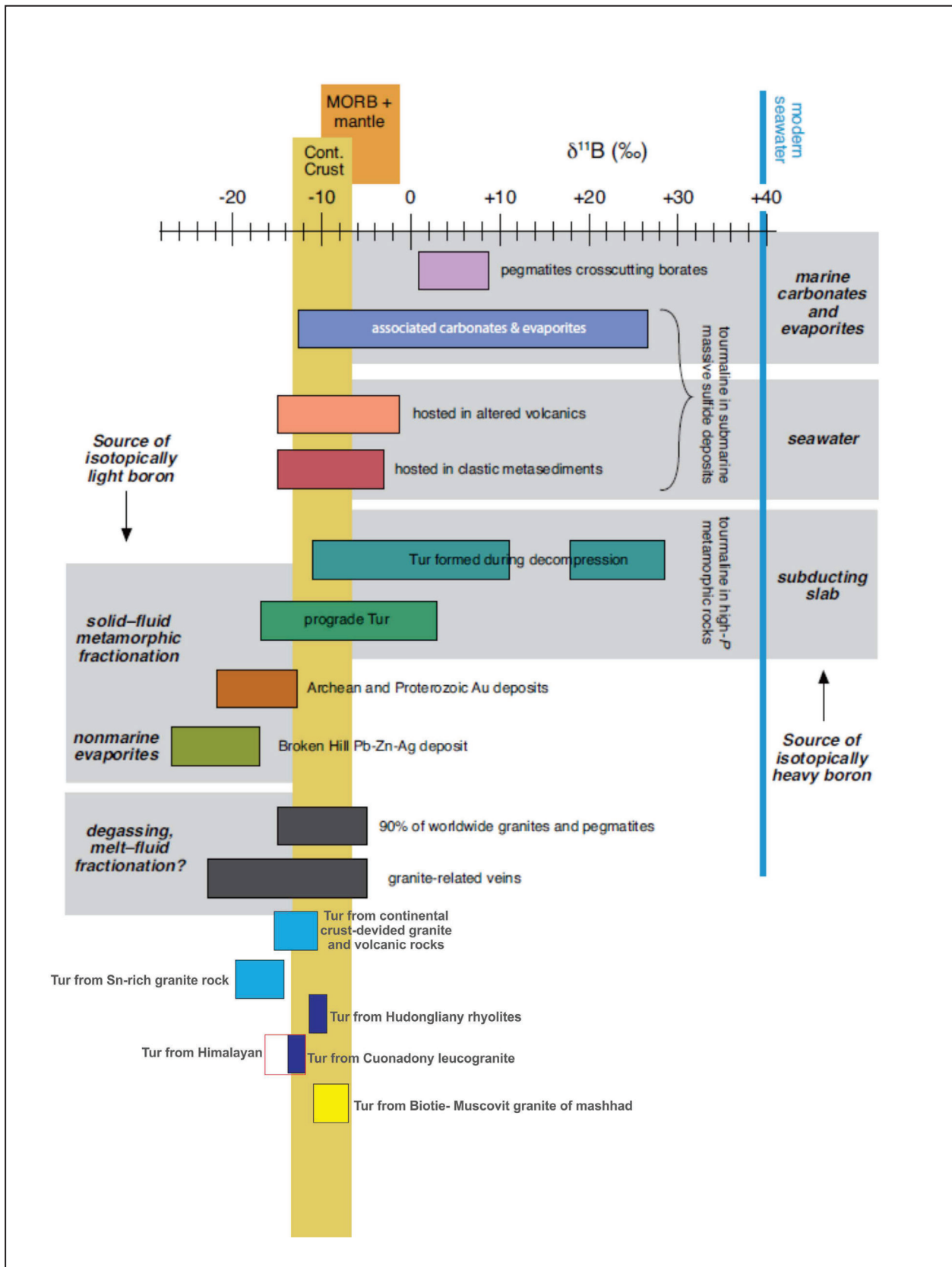
۳-۷. بررسی منشأ تورمالین‌های مشهد با استفاده از ایزوتوپ بور

Tonarini et al. (2003) بر مبنای مطالعات بر روی شیشه آتشفشانی فرض کرد که تفریق ایزوتوپ بور مرتبط با مقدار نسبی آن در جایگاه بور تریگونال و تترائدری در شبکه شیشه است. اتفاق نظر بر این است که طبیعت و گستردگی تفریق ایزوتوپ بین تورمالین- سیال متفاوت از تورمالین- مذاب است (Marschall and Jiang, 2011). موقعیت تریگونال $B(OH)_3$ حالت خاصی است که فقط در محلول یا در سیال به دلیل pH پایین رخ می‌دهد (Palmer et al., 1992)، اما B عمدتاً به صورت موقعیت تترائدری $B(OH)_4$ در مذاب رخ می‌دهد (Jiang and Palmer, 1998). بور بیشتر ترجیح می‌دهد در سیال آب‌دار در طول گرم شدن و تجزیه کانی‌های آب‌دار (کانی رسی و میکا) جزبندی شود (Jiang and Palmer, 1998; Marschall and Jiang, 2011). تورمالین‌هایی که مستقیماً از مذاب متبلور می‌شوند باید تفریق ایزوتویی بور کمی داشته باشند. به طوری که تغییر بور در طول تبلور تورمالین کم بوده و مقدار ^{11}B تورمالین گرانیتی با مقدارش در مذاب مشابه است (Yavuz et al. 2011). نشان دادند که ترکیبات ایزوتویی بور از تورمالین‌ها در منطقه Asarcık بین ۲/۲- تا ۱۴- % است و در محدوده سیستم‌های ماگمایی و گرمایی مرتبط با گرانیت قرار دارند. Yang and Jiang (2012) تورمالین‌های مجموعه آتشفشانی Xiangshan در جنوب خاوری چین را مطالعه کردند و دریافتند که تورمالین‌ها دارای مقادیر ^{11}B مشابه با تغییرات کم بین ۱۴- و ۱۱- % بوده‌اند که نشان می‌دهد منبع ماگمایی بور در طول تفریق ماگمایی بسیار تکامل یافته است. (Jiang and Palmer 1998) پیشنهاد کردند که تورمالین‌های متبلور شده از یک ماگمای گرانیتی، تفریق ایزوتوپ کمی دارند و مقادیر ^{11}B این تورمالین‌ها مشابه مذاب است. (Kasemann et al. 2000) و Marschall and Jiang (2011) مقدار ^{11}B برابر با $3 \pm 10\%$ - برای میانگین پوسته قاره‌ای در نظر گرفتند و (Leeman and Sisson 1996) پیشنهاد کردند که سنگ‌های مرتبط با دریا در نسبت به گوشته و پوسته قاره‌ای از ^{11}B غنی شده‌اند. (Marschall and Jiang 2011) نشان دادند که تورمالین‌ها نسبت به سنگ‌های رسوبی دریایی و یا سنگ‌های ماگمایی که دگرسانی آب دریا را تحمل می‌کنند، ایزوتوپ سنگین بور زیادی (> 0) دارند. (Marschall et al. 2006) مشخص کردند که تورمالین متاسوماتیک حاصل از سیال‌های آب‌دار آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورونده در جزیره Syros حاوی مقدار ^{11}B بالایی (۱۸ تا ۲۸%) هستند. (Gou et al. 2017) تورمالین‌های موجود در ریولیت Hudongliang و گرانیت Cuonandong را مطالعه کردند که حاوی مقدار ^{11}B از ۱۲/۴۸- تا ۱۰/۴۷- % هستند. آنها نتیجه گرفتند که این مقادیر شبیه به مقدار ^{11}B تورمالین ماگمایی از گرانیت‌ها و سنگ‌های آتشفشانی ناشی از پوسته قاره‌ای و مشابه با ^{11}B مقادیر (۳ ± ۱۰-) متوسط پوسته قاره‌ای هستند. (Jiang and Palmer 1998) نشان دادند که رگه‌های مربوط به گرانیت در سنگ‌های گرانیتی یا در مجاور سنگ‌های گرانیتی دارای حداکثر مقدار ^{11}B بین ۱۰- تا ۵- % هستند. مقادیر ^{11}B تورمالین‌ها

از محیط‌های مختلف در شکل ۵ نشان داده شده است. (Esmaily et al. 2009) مقدار بور در تورمالین‌ها و کوارتز دیوریت‌های نظام‌آباد بروجرد را بین ۲- تا ۱۲- و ۷- تا ۱۲- بیان کردند و برای تورمالین‌ها منشأ ماگمایی در نظر گرفتند. مقادیر ^{11}B تورمالین‌های مشهد از ۷/۴- تا ۱۰/۸- است و در محدوده گزارش شده در مورد تورمالین مربوط به گرانیت‌ها (Yang et al., 2015; Gou et al., 2017) و گرانیت نوع S شکل گرفته توسط پوسته قاره‌ای قرار می‌گیرد (شکل ۵) (Marshall et al., 2006; Beurlen et al., 2011). بنابراین تمام تورمالین‌های مشهد مقادیر ^{11}B مشابه و با تغییرات کم دارند که نشان‌دهنده یک منبع بور مشترک حاصل از تفریق ماگمایی بسیار تکامل یافته برای همه آنهاست. از سوی دیگر مقادیر ^{11}B تورمالین‌های گرانیتی شبیه به مقادیر ^{11}B مذاب آن است (Yang and Jiang, 2012; Yang et al., 2015) از این رو مقدار ^{11}B ۷/۴- تا ۱۰/۸- تورمالین‌های مشهد، مقادیر ^{11}B ماگمای بیوتیت مسکوویت گرانیت مشهد را نشان می‌دهد.

۸- نتیجه‌گیری

تورمالین‌ها در توده گرانیتی پرآلمینه مشهد به اشکال مختلفی همچون نودولی، پگماتیتی، آپلیتی، رگه‌ای، شعاعی و رگه‌های کوارتز تورمالین هستند. این تورمالین‌ها در سری محلول جامد شورل- دراویت و تورمالین‌های آلکالی قرار می‌گیرند. مقدار ایزوتوپ اکسیژن توده بیوتیت مسکوویت گرانیت ۱۳/۲ هست. مقدار $\delta^{18}O$ و δD در تورمالین‌های شعاعی (۱۲/۴ و ۶۹-)، نودولی (۱۱/۸ و ۶۳-)، کوارتز- تورمالین (۱۱/۷ و ۵۷-)، پگماتیتی (۱۱/۶۲ تا ۱۱/۶۷ و ۵۹- تا ۷۳-)، آپلیتی (۱۱/۳۹ و ۵۷-)، رگه‌ای (۱۱/۸۲ و ۶۲-) و میکاشیست (۱۱/۰۶ و ۷۷-) با تغییرات کم و مشابه یکدیگر هستند. از طرفی مقادیر ایزوتوپ اکسیژن تورمالین‌ها تقریباً مشابه مقدار ایزوتوپ اکسیژن سنگ گرانیت (۱۳/۲) است. همچنین بر اساس نمودار $\delta^{18}O$ در مقابل δD سیال سازنده تورمالین‌های مشهد در محدود آب ماگمایی حاصل از گرانیت پرآلمینه قرار می‌گیرد. ترمومتری زوج کانی کوارتز- تورمالین دمای تبلور تورمالین‌ها را بین ۴۹۲ تا ۵۷۹ درجه سانتی‌گراد نشان می‌دهد. تفاوت مقدار $\delta^{18}O$ بین کوارتز و تورمالین بین ۲ تا ۲/۲ درصد است که این نشان می‌دهد این دو کانی در تعادل با یکدیگر هستند. مقدار ^{11}B در همه انواع تورمالین‌های مشهد مشابه و با تغییرات کم بین ۷/۴- تا ۱۰/۸- است که یک منبع بور مشترک حاصل از تفریق ماگمایی بسیار تکامل یافته را برای همه آنها نشان می‌دهد. مقادیر ^{11}B تورمالین‌های مشهد در محدوده تورمالین گزارش شده برای گرانیت‌ها و گرانیت‌های نوع S قرار می‌گیرند که توسط پوسته قاره‌ای شکل گرفته‌اند. این نتیجه با نتایج به دست آمده توسط محققین دیگر سازگار است که گرانیت‌های مشهد را از نوع S و حاصل از ذوب مواد پوسته‌ای دانسته‌اند. مقدار ^{11}B تورمالین‌های مشهد، مقادیر ^{11}B ماگمای بیوتیت مسکوویت گرانیت مشهد را نشان می‌دهد.



شکل ۵- ترکیب ایزوتوپ B اندازه گیری شده به عنوان تابعی از نوع سنگ میزبان (نوارهای رنگی) و منابع B (باند های خاکستری) (Marschall and Jiang, 2011; Gou et al., 2017).

کتابخانه

- پهماسبی، ز.، زال، ف. و احمدی خلجی، ا.، ۱۳۹۴- ژئوشیمی و سازوکار تشکیل تورمالین گرهکی در گرانیت‌های (g2) مشهد. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دوره ۲۳، شماره ۳، ص. ۵۶۹ تا ۵۸۴.
- پهماسبی، ز.، زال، ف. و احمدی خلجی، ا.، ۱۳۹۶- ژئوشیمی و نحوه تشکیل تورمالین‌های پگماتیتهی و رگه‌ای در لوکوگرانیت‌های مشهد. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، شماره ۴۱، سال ۱۱، ص. ۴۲ تا ۶۵.
- کریم‌پور، م. ح.، فارمر، ل. و استرن، ج.، ۱۳۹۰- ژئوشیمی رادیوایزوتوپ‌ها Rb-Sr و Sm-Nd، سن‌سنجی زیرکن U-Pb و تعیین منشأ لیکوگرانیت‌های خواجه مراد، مشهد، ایران. فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، سال بیستم، شماره ۸۰، ص. ۱۷۱ تا ۱۸۲.
- میرزاده، ح.، ۱۳۷۰- پتروولوژی گرانیت‌ها و پگماتیتهای جنوب مشهد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پردیس علوم، دانشگاه تهران، ۲۵۹ ص.
- ولی‌زاده، م. و. و کریم‌پور، م. ح.، ۱۳۷۴- منشأ و موقعیت تکتونیکی گرانیت‌های جنوب مشهد. مجله علوم، دانشگاه تهران، جلد ۲۱، شماره ۱، ص. ۷۱ تا ۸۲.
- ولی‌زاده، م. و. و میرزاده، ح.، ۱۳۷۱- بررسی ژئوشیمیایی پتاسیم و برخی از عناصر کمیاب در فلدسپات‌های پتاسیک و مسکویت‌های پگماتیتهای جنوب مشهد. فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، دوره ۱، شماره ۳، ص. ۲۷ تا ۳۵.

References

- Alberti, A. and Moazez, Z., 1974- Plutonic and metamorphic rocks of the mashhad area (northeastern Iran, Khorasan). Bulletin Society Geological Italy, V. 93, p. 1157- 1196.
- Ansdell, K. M. and Kyser, T. K., 1992- Mesothermal gold mineralization in a Proterozoic greenstone belt: western Flin Flon domain, Saskatchewan, Canada. Economic Geology, V. 87, p. 1496- 1524.
- 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. Canadian Journal of Earth Sciences, V. 25, p. 392- 402.
- Beurlen, H., Trumbull, R. B., Wiedenbeck, M. and Soares, D., 2011- Boron-isotope variations in tourmaline from granitic pegmatites of the Borborema Pegmatite Province, ne-brazil. asociación geológica argentina, serie d, publicación especial, V. 14, p. 37- 39.
- Blamart, D., Boutaleb, M., Sheppard, S., Marigna, C. and Weisbrod, A., 1992- A comparative thermobarometric (chemical and isotopic) study of a tourmalinized pelite and its Sr-Be vein, Walmes, Morocco. European Journal of Mineralogy, V. 4, p. 355- 368.
- Dutrow, B. L. and Henry, D. J., 2011- Tourmaline: A geologic DVD. Elements, V. 7, p. 301- 306.
- Dyar, M. D., Guido/Ii, C. V., Core, D., Weam, K., Wise, M., Francis, C. A., Johnson, K. and Brady, J. S., 1997- Chemistry of tourmaline across pegmatite-country rock boundaries at Black Mountain and Mount Mica, Southwestern Maine. U.S.A. International Symposium on Tourmaline, Czech Rep., Abstr, p. 14- 15.
- Esmaily, D., Trumbull, R., Hagnazar, M., Krienitz, M. and Wiedenbeck, M., 2009- Chemical and boron isotopic composition of hydrothermal tourmaline from scheelite-quartz veins at Nezamabad, western Iran. European Journal of Mineralogy, V. 21, p. 347- 360.
- Fedorowich, J., Stauffer, M. and Kerrich, R., 1991- Structural setting and fluid characteristics of the Proterozoic Tartan Lake gold deposit, Trans-Hudson orogen, northern Manitoba. Economic Geology, V. 86, p. 1434- 1467.
- Fouillac, A. M., Dommange, A. and Milesi, J. P., 1993- A carbon, oxygen, hydrogen and sulfur isotopic study of the gold mineralization at Loulo, Mali. Chemical Geology, V. 106, p. 47- 62.
- France-Lanord, C., Sheppard, S. M. F. and Le Fort, P., 1988- Hydrogen and oxygen isotope variations in the High Himalaya peraluminous Manaslu leucogranite: Evidence for heterogeneous sedimentary source. Geochimica et Cosmochimica Acta, V. 52, p. 513- 526.
- Gou, G. N., Qiang Wang, O., Wyman, D. A., Xia, X. P., Wei, G. J. and Guo, H. F., 2017- In situ boron isotopic analyses of tourmalines from Neogene magmatic rocks in the northern and southern margins of Tibet: Evidence for melting of continental crust and sediment recycling. Solid Earth Sciences, V. 2, p. 43- 54.
- Harris, C. and Vogeli, J., 2010- Oxygen composition of garnet in the peninsula granite, Cape Granite Suite, South Africa: constraints of melting and emplacement mechanisms. South African Journal of Geology, V. 113, p. 401- 412.
- Huang, S., Song, Y., Houb, Z. and Xue, C., 2016- Chemical and stable isotopic (B, H, and O) compositions of tourmaline in the Maocaoqing vein-type Cu deposit, western Yunnan, China: Constraints on fluid source and evolution. Chemical Geology, V. 439, p. 173- 188.
- Ibrahim, M. S. and Kyser, T. K., 1991- Fluid inclusion and isotope systematics of the high-temperature Proterozoic Star Lake lode gold deposit, northern Saskatchewan, Canada Economic Geology, V. 86, p. 1468- 1490.
- Jiang, S. Y. and Palmer, M. R., 1998- Boron isotope systematics of tourmaline from granites and pegmatites: a synthesis. European Journal of Mineralogy, v 10, p 1253- 1265.
- Jiang, S. Y., 1998- Stable and radiogenic isotope studies of tourmaline: An overview. Journal of the Czech Geological Society, 43 (1).

- Kasemann, S., Erzinger, J. and Franz, G., 2000- Boron recycling in the continental crust of the central Andes from the Palaeozoic to Mesozoic, NW Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 140, p. 328- 343.
- King, R. W., 1990- Tourmaline from mesothermal gold deposits of the Superior Province, Canada: Textural, chemical, and isotopic relationships. Ph.D thesis, University Saskatchewan, Saskatoon, 45p.
- Kontak, D. J. and Kyser, T. K., 2009- Nature and origin of an LCT-suite pegmatite with late-stage sodium enrichment, Brazil Lake, Yarmouth County, Nova Scotia. II. Implications of stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, δD) formagma source, internal crystallization and nature of sodium metasomatism. *The Canadian Mineralogist*, V. 47, P. 745- 764.
- Kotzer, T. G., Kyser, T. K., King, R. W. and Kerrich, R., 1993- An empirical oxygen- and hydrogen isotope geothermometer for quartz-tourmaline and tourmaline-water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, V. 57, p. 3421- 3426.
- Leeman, W. P. and Sisson, V. B., 1996- Geochemistry of boron and its implications for crustal and mantle processes. In: Grew ES, Anovitz LM (eds) *Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry. Reviews in Mineralogy*, V. 33, p. 645- 708
- Marschall, H. R. and Jiang, S. Y., 2011- Tourmaline isotopes: no element left behind. *Elements*, V. 7, p. 313- 319.
- Marschall, H. R., Ludwig, T., Altherr, R., Kalt, A. and Tonarini, S., 2006- Syros metasomatic tourmaline: Evidence for very high-11B fl uids in subduction zones. *Journal of Petrology*, V. 47, p. 1915- 1942
- Nesbitt, B. E., Longstaffe, F. J., Shaw, D. R. and Muehlenbachs, K., 1984- Oxygen isotope geochemistry of the Sullivan massive sulfide deposit, Kimberley, British Columbia. *Chemical Geology*, V. 79, p. 933- 946.
- Palmer, M. R., London, D., Morgot, G. B. and Babb, H. A., 1992- Experimental determination of fractionation of II B/10B between tourmaline and aqueous vapor: A temperature- and pressure-dependent isotopic system. *Chemical Geology*, V. 101, p. 123- 130.
- Slack, J. F., 1996- Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. /11: E. S. Grew - L. M. Anovitz (eds.): *Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, V. 33, p. 559- 643.
- Taheri, J. and Ghaemi, F., 1994- Geological sheet map of Mashhad, 1:100000 scale. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Taylor, B. E., 1998- Mineralizing fluids in the Kidd Creek massive sulfide deposit, Ontario: Evidence from oxygen, hydrogen, and boron isotopes in tourmaline. In: M. D. Halliwell - C. T. Barrie - W. Bleeker (eds.): *The Giant Kidd Creek Volcanogenic Massive Sulfide Deposit, Western Abitibi Subprovince, Canada. Economic Geology Monograph*, V. 10, p. 123- 136.
- Taylor, B. E. and Friedrichsen, H., 1983- Light stable isotope systematics of granitic pegmatites from North America and Norway. *Isotope Geosciences*, V. 1, p. 127- 167.
- Taylor, B. E., Foord, E. E. and Friedrichsen, H., 1979- Stable isotope and fluid inclusion studies of gem-bearing granitic pegmatite-aplite dikes, San Diego Co., California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 68, p. 187- 205.
- Taylor, B. E., Leitch, C. H., Lydon, J. W. and Watanabe, D. H., 1995- Stable isotope geochemistry of the Sullivan Pb-Zn deposit, Kimberley, British Columbia. *Abstracts of papers / Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada*, V. 20, p. 103.
- Taylor, B. E., Palmer, M. R. and Slack, J. F., 1991- Kidd Creek tourmaline: An oxygen, hydrogen, and boron isotopic tracer of hydrothermal fluids. *Abstracts of papers / Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada*, V. 16, p. 122.
- Taylor, R., Ikingura, J., Fallick, A., Huang, Y. and Watkinson, D., 1992- Stable isotope compositionsof tourmalines from granites and related hydrothermal rocks of the Karagwe- Ankolean belt, northwest Tanzania. *Chemical Geology*, V. 94, p. 215- 227.
- Tonarini, S., Pennisi, M., Adorni-Braccesi, A., Dini, A., Ferrara, G., Gonfiantini, R., Wiedenbeck, M. and Gröning, M., 2003- Intercomparison of boron isotope and concentration measurements. Part I: selection, preparation and homogeneity tests of the intercomparison materials. *Geostandards and Geoanalytical Research*, V. 27, p. 21-39.
- Yang, S. Y. and Jiang, S. Y., 2012- Evidence for boron mobilization and infiltration during magmatic-hydrothermal processes. *Chemical Geology*, V. 312-313, p. 1- 208.
- Yang, S. Y., Jiang, S. Y., Zhao, K. D., Dai, B. Z. and Yang, T., 2015- Tourmaline as a recorder of magmatic-hydrothermal evolution: an in situ major and trace element analysis of tourmaline from the Qitianling batholith, South China. *Contribution. Mineralogy and Petrology*, V. 170, p. 42.
- Yavuz, F., Jiang, S. Y., Karakay, N., Karakaya, M. Ç. and Yavuz, R., 2011- Trace element, rare-earth element and boron isotopic compositions of tourmaline from a vein-type Pb-Zn-Cu \pm U deposit, NE Turkey. *International Geology Review*, V. 53, p. 1- 24.
- Zheng, Y., 1993- Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 120, p. 247- 263.

The investigation of O-H and B stable isotopes in tourmalines of Mashhad biotite- muscovite granite

F. Zall¹, Z. Tahmasbi^{2*}, A. Ahmadi Khalaji³, Sh. Y. Jiang⁴, L. Danyushevsky⁵ and Ch. Harris⁶

¹Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Science, Lorestan University, Khorramabad, Iran

²Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Lorestan University, Khorramabad, Iran

³Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Lorestan University, Khorramabad, Iran

⁴Professor, Faculty of Earth Resources, China University of Geosciences, Beijing, China

⁵Professor, Department of Earth Sciences, University of Tasmania, Tasmania, Australia

⁶Professor, Department of Geological Sciences, University of Cape Town, Cape Town, South Africa

Received: 2018 January 14

Accepted: 2018 May 22

Abstract

Several distinct morphologies of tourmaline have been identified in Mashhad biotite-muscovite granite: nodule, pegmatite, aplite, quartz-tourmaline veins, tourmaline-rich veins and radial tourmalines. The $\delta^{18}\text{O}$ and δD values in solar tourmaline (12.4 and -69 ‰), nodule tourmaline (11.8 and -63), quartz-tourmaline vein (11.7 and -57), pegmatite tourmaline (11.62-11.67 and -59 to -73), aplite tourmaline (11.39 and -57), tourmaline-rich vein (11.82 and -62) and mica schist tourmaline (11.06 and -77) with low changes are similar together. These values show same origin for tourmalines fluid source in biotite-muscovite granite. The difference in $\delta^{18}\text{O}$ values between quartz and tourmaline ($\Delta\text{qtz-tur}$) are positive (between +2.0 and +2.2‰), and this show quartz and tourmaline are in equilibrium. The $\delta^{18}\text{O}$ thermometry of tourmaline - quartz minerals show a range between 492°C and 579°C for tourmaline crystallization. The calculated $\delta^{18}\text{O}$, and δD values of the initial fluid in equilibrium with tourmaline suggest a magmatic and primitive magmatic water of peraluminous granite source. All tourmalines show similar $\delta^{11}\text{B}$ values (with a narrow range between -7.4 and -10.8‰). This indicates a same boron source for them that resulting during highly evolved magmatic differentiation. Based on the $\delta^{11}\text{B}$ values of tourmalines in Mashhad fall within the range reported for granite-related tourmaline and similar to the S-type source granites that derived by Continental crust. The $\delta^{11}\text{B}$ values of tourmalines show the $\delta^{11}\text{B}$ values of the magma of the biotite-muscovite granite.

Keywords: Boron Isotope, Oxygen Isotope, Hydrogen Isotope, Tourmaline, Mashhad Granite.

For Persian Version see pages 81 to 90

*Corresponding author: Z. Tahmasbi; E-mail: tahmasebi.z@lu.ac.ir