

پترژنز و شیمی کانی گارنت و تورمالین در لوکوگرانیت‌های توده شاولی، شمال ازنا، استان لرستان، ایران

سیدوحید شاهرخی^{۱*}

^۱گروه زمین‌شناسی، واحد خرم‌آباد، دانشگاه آزاد اسلامی، خرم‌آباد، ایران

✉ نویسنده مسئول، پست الکترونیک: Vahid.shahrokhi@iaau.ac.ir

تاریخ تنظیم مقاله: ۱۴۰۵/۰۳/۲۵

چکیده

لوکوگرانیت‌های شاولی در شمال ازنا و در پهنه ساختاری-دگرگونی سندانج-سیرجان رخمون دارند و حاوی کانی‌های فرعی گارنت و تورمالین هستند. این پژوهش با هدف بررسی منشأ و شرایط تبلور این کانی‌ها بر پایه مطالعات پتروگرافی و شیمی کانی انجام شد. گارنت‌ها عمدتاً دارای ترکیب همگن و غنی از مؤلفه اسپسارتین بوده و ویژگی‌های بافتی و شیمیایی آن‌ها منشأ ماگمایی و تبلور مستقیم از مذاب فلسیک را نشان می‌دهد. مقادیر پایین CaO و غنی‌شدگی در MnO بیانگر تبلور گارنت‌ها در یک سامانه پرآلومین نوع S و تحت شرایط فشار پایین است. تورمالین‌ها از نظر ترکیب در محدوده شورلیت تا دراویت قرار گرفته و در گروه تورمالین‌های قلیایی طبقه‌بندی می‌شوند. داده‌های شیمی کانی وجود دو فاز متمایز ماگمایی و گرمایی را برای تورمالین‌ها نشان می‌دهد. مجموعه شواهد حاصل از بررسی گارنت و تورمالین بیانگر منشأ متاپلیتی غنی از آلومینیوم برای ماگمای مولد و تعلق لوکوگرانیت‌های شاولی به گرانیت‌های نوع S است. **کلمات کلیدی:** لوکوگرانیت، گارنت، تورمالین، تیپ S، متاپلیت، پهنه سندانج-سیرجان.

Petrogenesis and Mineral Chemistry of Garnet- and Tourmaline-Bearing Leucogranites in the Shaveli Pluton, North of Azna, Lorestan Province, Iran

Seyed Vahid Shahrokhi^{1*}

¹*Department of Geology, Khor.C, Islamic Azad University, Khorramabad, Iran

*Corresponding Author, E-mail: Vahid.shahrokhi@iaau.ac.ir

Date: 15.06.2026

Abstract

The Shaveli leucogranites, exposed north of Azna within the Sanandaj–Sirjan metamorphic-structural zone, contain important accessory minerals including garnet and tourmaline. This study aims to investigate the origin and crystallization conditions of these minerals based on petrographic and mineral-chemical analyses. Garnets are characterized by homogeneous compositions enriched in the spessartine component, and their textural and chemical features indicate a magmatic origin through direct crystallization from a felsic melt. Low CaO contents and Mn enrichment suggest crystallization within a peraluminous S-type magmatic system under low-pressure conditions in the upper crust. Tourmalines range compositionally from schorl to dravite and belong to the alkali-tourmaline group. Mineral-chemical data reveal two distinct tourmaline populations, representing magmatic and hydrothermal generations. The combined garnet and tourmaline chemistry indicates that the parental magma was derived from the partial melting of Al-rich metapelitic crustal materials and confirms the S-type affinity of the Shaveli leucogranites.

Key Words: Leucogranites, Garnet, Tourmaline, S type, Metapelite, Sanandaj–Sirjan zone.

لوکوگرانیت‌های پرآلومین از مهم‌ترین سنگ‌های حاصل از ماگماتیسم در پهنه‌های کوهزایی برخوردی به‌شمار می‌روند و به‌طور گسترده به ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای و تکامل ماگماهای نوع S نسبت داده می‌شوند [۱، ۲، ۳]. این سنگ‌ها به دلیل غنای آلومینیوم و ماهیت پوسته‌ای خود، معمولاً میزبان کانی‌های شاخصی نظیر تورمالین و گارنت هستند که حضور آن‌ها بازتابی از شرایط ویژه فیزیکوشیمیایی ماگما، میزان تفریق و نقش سیالات در مراحل پایانی تبلور است. بررسی این کانی‌ها می‌تواند اطلاعات ارزشمندی درباره منشأ ماگما، شرایط فشار-دما و تکامل تکتونوماگمایی پهنه‌های کوهزایی فراهم سازد. تورمالین یکی از پیچیده‌ترین کانی‌های سیلیکاته از نظر ساختار بلوری و تنوع شیمیایی است که در گستره وسیعی از شرایط دما، فشار و ترکیب شیمیایی پایدار می‌باشد. این کانی می‌تواند به‌صورت ماگمایی اولیه، حاصل از تبلور تفریقی، یا در نتیجه برهم‌کنش ماگما و سیالات گرمایی تشکیل شود [۴، ۵]. پیشرفت‌های اخیر در طبقه‌بندی و بررسی‌های ریزکاو الکترونی تورمالین نشان دهنده ترکیب شیمیایی شاخص و قابل اعتماد این کانی برای تفسیر شرایط P-T-X، منشأ سیالات و حتی ارزیابی پتانسیل کانه‌زایی عناصر نادر نظیر Sn و W است [۶]. از این‌رو، تورمالین ابزاری کارآمد در مطالعات ژئوشیمیایی و ژنز کانسار در سیستم‌های گرانیتی پرآلومین محسوب می‌شود. گارنت نیز اگرچه کانی متداولی در گرانیت‌ها نیست، اما حضور آن در لوکوگرانیت‌های پرآلومین اهمیت ژنتیکی ویژه‌ای دارد. ترکیب شیمیایی گارنت ماگمایی تابعی از ترکیب ماگما، شرایط فشار-دما و درجه تفریق است. مطالعات جدید نشان می‌دهد که گارنت‌های غنی از Mn و Fe عمدتاً در گرانیت‌های نوع S و ماگماهای پوسته‌ای کم‌فشار متبلور می‌شوند، در حالی که انواع غنی از Ca و Mg معمولاً نشانگر تبلور در فشارهای بالاتر یا مشارکت منابع عمقی‌تر هستند [۷، ۸]. همچنین در سیستم‌های فلسیک به‌شدت تفریق‌یافته، گارنت می‌تواند به‌عنوان شاخصی از تکامل پیشرفته ماگما و تمرکز عناصر کمیاب عمل کند [۹]. لوکوگرانیت شاولی با دارا بودن تورمالین و گارنت، نمونه‌ای مناسب برای بررسی فرآیندهای ماگمایی در محیط‌های پرآلومین کوهزایی به‌شمار می‌رود. مطالعه دقیق ویژگی‌های کانی‌شناسی و شیمیایی این دو کانی می‌تواند به شناسایی نوع گرانیت، تعیین شرایط فشار-دما، ارزیابی نقش سیالات و تبیین روند تکامل ماگمایی منطقه کمک نماید.

مطالعات انجام‌شده بر روی لوکوگرانیت‌های پرآلومین در کمرندهای برخوردی نشان داده است که تورمالین و گارنت از مهم‌ترین کانی‌های شاخص برای بررسی منشأ ماگما، میزان تفریق، شرایط تبلور و نقش سیالات در تکامل سامانه‌های گرانیتی هستند. پژوهش‌های انجام‌شده بر روی لوکوگرانیت‌های تورمالین‌دار و گارنت‌دار در هیمالیا، زون ایبری مرکزی و سایر پهنه‌های برخوردی نشان داده‌اند که ترکیب شیمیایی تورمالین می‌تواند اطلاعات ارزشمندی درباره ترکیب مذاب، میزان بور، شرایط اکسایش و برهم‌کنش ماگما-سیال فراهم کند، در حالی که ترکیب گارنت بازتابی از شرایط تبلور، درجه تفریق ماگما و ویژگی‌های منبع ذوب‌شده است. همچنین حضور گارنت‌های غنی از Fe و Mn و تورمالین‌های گروه شورل در بسیاری از لوکوگرانیت‌های پرآلومین به‌عنوان شاخصی از منشأ پوسته‌ای و تکامل پیشرفته ماگما گزارش شده است [۵، ۶، ۷].

مطالعات انجام شده بر روی گارنت و تورمالین در لوکوگرانیت‌های ناحیه مرزبان واقع در غرب ناحیه شاولی [۱۰، ۱۱]، نشان می‌دهد که گارنت‌های مرزبان عمدتاً از نوع اسپسارتین-آلماندین و تورمالین‌ها از نوع شورل-دراوبت بوده و خاستگاه متاپلیتی دارند. نتایج این مطالعات، شناخت مناسبی از ویژگی‌های سنگ‌شناسی، ژئوشیمیایی و تکتونوماگمایی لوکوگرانیت‌های این بخش از پهنه سندرچ-سیرجان فراهم کرده است. با این حال، با توجه به حساسیت ترکیب شیمیایی گارنت و تورمالین نسبت به تغییرات شرایط فیزیکوشیمیایی و تکامل ماگما، بررسی نظام‌مند ترکیب این دو کانی و ارتباط آن با فرایندهای تبلور، تفریق ماگمایی و برهم‌کنش ماگما-سیال می‌تواند اطلاعات تکمیلی و مستقلی درباره فرایندهای مؤثر بر تشکیل و تکامل لوکوگرانیت شاولی فراهم کند. بر این اساس، تاکنون مطالعه جامعی درباره ویژگی‌های کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی تورمالین و گارنت در لوکوگرانیت شاولی انجام نشده و نقش این کانی‌ها در تبیین منشأ ماگما، شرایط فشار-دما و فرایندهای مؤثر بر تکامل ماگمایی این توده به‌خوبی شناخته نشده است. از این‌رو، پرسش اصلی این پژوهش آن است که ترکیب شیمیایی تورمالین و گارنت لوکوگرانیت شاولی چه اطلاعاتی درباره ماهیت ماگما، شرایط تبلور، میزان تفریق و نقش سیالات در مراحل پایانی تکامل ماگمایی ارائه می‌دهد؟ همچنین آیا ویژگی‌های این دو کانی می‌تواند در تعیین جایگاه پتروژنتیکی و تکتونوماگمایی لوکوگرانیت شاولی مورد استفاده قرار گیرد؟ برای پاسخ به این پرسش‌ها، در پژوهش حاضر ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی تورمالین و گارنت این توده بررسی و تفسیر شده است. بر این اساس، هدف این پژوهش بررسی ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی تورمالین و گارنت در لوکوگرانیت شاولی به‌منظور تعیین نوع، منشأ و شرایط تشکیل آن‌ها در چارچوب تکامل تکتونوماگمایی پهنه مورد مطالعه است.

موقعیت جغرافیائی و زمین‌شناسی

ناحیه شاولی در شمال شهرستان ازنا به عنوان بخشی از پهنه سندرچ-سیرجان در محدوده طول‌های جغرافیایی $49^{\circ}24'$ تا $49^{\circ}32'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $31^{\circ}31'$ تا $33^{\circ}38'$ شمالی و در بخش جنوبی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شازند [۱۳] واقع شده است (شکل ۱). چندین توده گرانیتوئیدی با ویژگی‌های متفاوت در این پهنه رخنمون دارند. گرانیت میلونیتی قلعه‌دز ازنا، واقع در جنوب توده شاولی، بر اساس ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی به‌عنوان گرانیت نوع A معرفی شده است [۱۳]. در مقابل، توده گرانیتوئیدی الیگودرز در شرق منطقه مورد مطالعه، بر اساس سن‌سنجی U-Pb زیرکن دارای سن حدود ۱۶۵ میلیون سال بوده و به‌عنوان گرانیت نوع I شناخته می‌شود [۱۴]. حضور این توده‌های گرانیتی با ویژگی‌های متفاوت، بیانگر تنوع فرایندهای ماگمایی در پهنه سندرچ-سیرجان طی مزوزوئیک است. توده لوکوگرانیتی شاولی در شمال ازنا به‌صورت تقریباً هم‌راستا با برگوارگی سنگ‌های میزبان، شامل آندالوزیت-میکاشیست‌ها، جایگیر شده است. این هم‌راستایی ساختاری به همراه شواهد دگرشکلی درون‌توده‌ای، احتمال جایگیری سین‌ژنتیک آن را تقویت می‌کند (شکل الف ۲). نفوذ این توده در فلیت‌های همدان-گلپایگان (شکل ب ۲) با سن ژوراسیک میانی و تأثیرپذیری آن از چندین فاز دگرشکلی نشان می‌دهد که تبلور و جایگیری آن احتمالاً در اواخر ژوراسیک تا کرتاسه رخ داده است [۱۲]. همجواری توده

شاولی با گرانیت‌های نوع I ژوراسیکی و گرانیت‌های نوع A سنوزوئیکی، همراه با حضور سنگ‌های دگرگونی غنی از آلومینوسیلیکات در سنگ‌های میزبان، حاکی از یک محیط تکتونوماگمایی پیچیده است که احتمالاً حاصل برهم‌کنش فرآیندهای ذوب‌بخشی پوسته‌ای، تفریق ماگمایی و دگرشکلی همزمان بوده است. سنگ‌های موجود در این ناحیه عمدتاً از واحدهای دگرگونی پالئوزوئیک تا مزوزوئیک شامل انواع شیست، فلیت و سنگ‌های غنی از آلومینوسیلیکات‌ها تشکیل شده‌اند [۱۵].

با وجود مطالعات متعدد سنگ‌شناسی، ژئوشیمیایی و زمین‌زمان‌شناسی بر روی توده‌های گرانیتوئیدی پهنه سنندج-سیرجان، اطلاعات محدودی درباره ویژگی‌های شیمی کانی و منشأ گارنت و تورمالین در لوکوگرانیت شاولی وجود دارد. از آنجا که این دو کانی از شاخص‌ترین فازهای معدنی در گرانیت‌های پرآلومین به‌شمار می‌روند، بررسی ترکیب شیمیایی و روابط بافتی آن‌ها می‌تواند اطلاعات ارزشمندی درباره منشأ ماگما، شرایط فشار-دما، نقش سیالات و روند تکامل ماگمایی این توده فراهم سازد. از این‌رو، مطالعه حاضر با تمرکز بر شیمی کانی گارنت و تورمالین در لوکوگرانیت شاولی، درصدد تبیین فرآیندهای پترزنتیکی و جایگاه تکتونوماگمایی این توده در چارچوب تکامل پهنه سنندج-سیرجان است.

روش پژوهش

به‌منظور بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی لوکوگرانیت شاولی، مطالعات صحرایی سیستماتیک در محدوده مورد مطالعه به انجام رسید. در این مرحله، ضمن ثبت روابط صحرایی، ساختارها، جهت‌یابی برگوارگی و ارتباط توده نفوذی با سنگ‌های میزبان، بیش از ۲۰۰ نمونه سنگی از رخنمون‌های مختلف برداشت گردید. نمونه‌ها به‌گونه‌ای انتخاب شدند که معرف تنوع لیتولوژیکی و تغییرات بافتی منطقه باشند.

پس از آماده‌سازی نمونه‌ها، تعداد ۱۲۰ مقطع نازک جهت مطالعات میکروسکوپی تهیه شد. بررسی‌های پتروگرافی با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان Nikon-E200 انجام گرفت. در این مرحله، ترکیب کانی‌شناسی، بافت‌ها، روابط بین‌کانی‌ها، شواهد دگرشکلی، زون‌بندی بلورها و دگرسانی‌های احتمالی مورد بررسی دقیق قرار گرفت. بر اساس نتایج این مطالعات، ۱۰ نقطه از ۵ مقطع حاوی گارنت و ۱۰ نقطه از ۵ مقطع حاوی تورمالین از مقاطع دارای بلورهای سالم، فاقد دگرسانی ثانویه به‌عنوان نمونه‌های منتخب برای تجزیه ریزکاو الکترونی انتخاب گردید (جدول‌های ۱ و ۲).

تجزیه شیمیایی کانی‌های گارنت و تورمالین با استفاده از دستگاه ریزکاو الکترونی (Electron Probe Micro-Analyzer; EPMA) مدل Cameca SX-100 در دانشگاه دولتی مسکو (روسیه) انجام شد. تجزیه‌ها به روش نقطه‌ای با ولتاژ شتاب‌دهنده 20 keV، شدت جریان پرتو 20 nA، قطر پرتو الکترونی حدود ۱ تا ۵ میکرون و زمان شمارش ۱۰ تا ۲۰ ثانیه برای هر عنصر انجام شد. تصحیح داده‌های خام با استفاده از روش ZAF صورت گرفت. برای کالیبراسیون دستگاه از استانداردهای طبیعی و مصنوعی معتبر (شامل سیلیکات‌ها و

اکسیدهای خالص) استفاده شد. دقت تحلیلی برای عناصر اصلی معمولاً بهتر از $\pm 1\%$ درصد نسبی و حد تشخیص عناصر در حدود 0.1% تا 0.5% درصد وزنی برآورد می‌شود.

محاسبه فرمول ساختاری کانی‌ها بر اساس ۳۱ آنیون (O, OH) انجام شد. در محاسبات، آهن کل به صورت Fe^{2+} در نظر گرفته شد. تعیین نسبت کاتیونی و محاسبه مؤلفه‌های پایانی گارنت (Alm, Sps, Prp, Grs) و جایگاه‌های بلوری تورمالین بر اساس روش‌های استاندارد محاسباتی انجام گرفت. برای پردازش داده‌ها، محاسبه فرمول ساختاری و ترسیم نمودارهای ژئوشیمیایی از نرم‌افزارهای Minpet، Mineral Structural Formulae و Microsoft Excel استفاده شد. این روش ترکیبی شامل مطالعات صحرایی، پتروگرافی دقیق و تجزیه کمی ریزکاوش الکترونی، امکان ارزیابی ترکیب شیمیایی، تغییرات درون‌بلوری، زون‌بندی شیمیایی و تفسیر شرایط فشار-دما و تکامل ماگمایی لوکوگرانیت شاولی را فراهم ساخته است.

پتروگرافی

ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های ناحیه مورد مطالعه به‌طور عمده شامل کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم به عنوان کانی‌های اصلی، بیوتیت، تورمالین، گارنت و موسکویت، زیرکن، آپاتیت و کانی کدر به عنوان کانی‌های فرعی می‌باشند (شکل ۳ الف). بر اساس شواهد پتروگرافی و داده‌های ژئوشیمیایی، این سنگ‌ها به گروه گرانیت‌های تیپ S طبقه‌بندی می‌شوند [۱۶]. بافت اصلی سنگ‌ها گرانولار تا سری‌ایت است و مرز دانه‌ها از پلی‌گونال تا اینترلوبیت تغییر می‌کند. کوارتزها دارای خاموشی موجی، وصله‌ای و صفحات شطرنجی هستند. پلاژیوکلازها به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ماکل‌های آلبیت و آلبیت پریکلین دیده می‌شوند و فلدسپار پتاسیم در اندازه‌های بزرگ تا ریزدانه به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل، و در برخی موارد به شکل میکروکلین پرتیتی مشاهده می‌شود. بیوتیت به عنوان یک کانی فرومنیزین و همراه با گارنت و موسکویت حضور دارد (۳ ب). در حاشیه هاله دگرگونی توده شاولی، مجموعه‌ای از سنگ‌ها شامل لوکوگرانیت‌های تورمالین‌دار و گارنت‌دار، آپلیت‌ها، پگماتیت‌ها، میگماتیت‌ها و میلونیت‌ها رخمون دارند.

بر اساس مشاهدات صحرایی، گارنت در نمونه‌های دستی لوکوگرانیت‌های منطقه به صورت بلورهای دانه‌درشت با رنگ قهوه‌ای روشن تا کرمی با فراوانی متوسط و به صورت تجمعی و پراکنده مشاهده می‌شود (شکل ۴ الف و ب).

در مقاطع میکروسکوپی، گارنت‌ها به صورت بی‌شکل تا چندضلعی، با برجستگی بالا و بدون حاشیه واکنشی با کانی‌های مجاور ظاهر می‌شوند. اندازه آن‌ها بین ۲ تا ۱۰ میلی‌متر متغیر بوده و در برخی موارد به کلریت و بیوتیت تبدیل شده‌اند (شکل ۴ پ و ت). وجود گارنت بدون اذخال و بی‌شکل در گرانیت‌های پرآلومینه نشان‌دهنده تبلور در شرایط حرارت و فشار بالا و فعالیت آبی پایین است [۱۸].

در مجموعه رستیت، گارنت معمولاً پایدار است و بازتاب ذوب لایه‌ای پوسته‌ای محسوب می‌شود؛ مگر آنکه ذوب در دمای کمتر از $750^{\circ}C$ رخ دهد که طی واکنش $Ms + Qz = Grt + Kfs + Melt$ فلدسپار و کوارتز جایگزین می‌شوند [۱۹].

تورمالین، متنوع‌ترین و فراوان‌ترین کانی فرعی در لوکوگرانیت‌ها است که در نمونه‌های دستی به صورت بلورهای درشت سیاه و به اشکال مختلف نودول، پراکنده، سوزنی، تجمع‌ی و برشی حضور دارد (شکل ۵ الف و ب). شکل‌دار بودن برخی از تورمالین‌ها می‌تواند حاکی از خاستگاه ماگمایی آنها و نشان‌دهنده تشکیل آنها در مراحل اولیه و قبل از تبلور کوارتز باشد (شکل ۵ پ) [۲۰]. همراهی تورمالین با فلدسپارها نشان از رابطه تنگاتنگ این کانی با فلدسپارها دارد که شاید دلیلی بر تبدیل فلدسپار به تورمالین نیز باشد (شکل ۵ پ) [۲۰]. این کانی در مقاطع طولی بدون شکل ولی در مقاطع عرضی شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود (شکل ۵ ب). در مجموع تورمالین در سه نوع مختلف شامل اولیه، ثانویه و حدواسط شناسائی شد. تورمالین‌های اولیه (ماگمایی) شکل‌دار، با بافت اصلی ماگمایی و بدون اثر هیدروترمال بوده (شکل ۵ ت) و در متن توده لوکوگرانیت حضور داشته و نشانه غنی بودن منبع آنها از بور می‌باشند [۲۱]. تورمالین‌های ثانویه (هیدروترمال) در مراحل بعد از تبلور ماگما و در مراحل هیدروترمال و تحت تأثیر نفوذ محلول‌های سرشار از بور به وجود آمده و در حاشیه توده نفوذی و به صورت رگه‌های نازک و پراکنده حضور داشته (شکل ۵ ث) و گاهی جانشین پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم شده‌اند. میزان این تورمالین‌ها در حاشیه بیشتر از مرکز توده بوده و به صورت رگه و رگچه، همراه با رگه‌های کوارتزی دیده می‌شوند [۲۱]. در نور طبیعی، تورمالین‌ها پلئوکروئیسم سبز متمایل به سیاه تا قهوه‌ای داشته و به صورت رگه‌ای یا پراکنده در بافت لوکوگرانیت دیده می‌شوند (شکل ۵ ج). شکل‌دار بودن برخی از بلورها نشانگر تبلور در مراحل اولیه ماگما و قبل از تبلور کوارتز است [۲۲]. وجود حالت جهت‌یافتگی در برخی از بلورهای تورمالین، می‌تواند ناشی از تحمل استرس حاصل از نیروهای تکتونیکی جهت‌دار فابریک‌های میلونیتی مانند بافت میکروبان‌دینگ (Microbouding) بعد از تبلور ماگما باشد (شکل ۵ ج) [۲۰].

ترکیب شیمیایی و تفسیر پتروژنتیکی گارنت

گارنت‌ها گروهی از نروسیلیکات‌های با فرمول عمومی $X_3Y_2Si_3O_{12}$ و ساختار کوبیک هستند که دارای محلول جامد گسترده‌ای بوده و ترکیب آن‌ها بر اساس نسبت مولی اعضای نهایی بیان می‌شود (۲۳، ۲۴). مهم‌ترین اعضای نهایی این گروه شامل آلماندین، پیروپ، اسپسارتین، گروسولار، آندرادیت و اووارویت می‌باشند (۲۵).

نتایج تجزیه نقطه‌ای بر روی ۱۰ نقطه از گارنت‌های منطقه (جدول ۱) نشان می‌دهد که در میان اعضای گروه پیرالسپیت، به ترتیب کانی‌های اسپسارتین، آلماندین و پیروپ بیشترین فراوانی را دارند. بر این اساس، گارنت‌های مورد مطالعه در محدوده سری اسپسارتین قرار می‌گیرند (۲۵).

از آنجا که گارنت‌های شکل‌دار و بدون منطقه‌بندی اغلب منشأ فنوکریستی دارند (۲۶). وجود ویژگی‌های فنوکریستی در گارنت‌های این منطقه نیز احتمالاً با مقدار بالای اسپسارتین در ترکیب آن‌ها مرتبط است (۲۷). همچنین مقدار نسبت $XMn = Mn / (Mn + Mg + Fe^{2+})$ به طور متوسط حدود ۰/۴۹ است که در محدوده گارنت‌های فنوکریست غنی از اسپسارتین قرار دارد (۲۷). حضور مقادیر نسبتاً بالای Mn و Fe و مقادیر کم Ca و Mg در گارنت‌ها، بیانگر تبلور آن‌ها در فشارهای کمتر از ۵ کیلو بار است (۲۷). مطالعات مختلف نشان

داده‌اند که افزایش مقدار Mn موجب گسترش پایداری گارنت در فشارهای پایین‌تر می‌شود و گارنت‌های غنی از Mn ($\text{MnO} > 4\text{wt}\%$) می‌توانند در مذاب‌های سیلیسی و در شرایط کم‌فشار متبلور شوند (۲۸، ۲۹، ۳۰). با توجه به اینکه میانگین MnO در گارنت‌های منطقه حدود ۴/۷ درصد وزنی است، تبلور آن‌ها در شرایط کم‌فشار محتمل به نظر می‌رسد.

بر اساس نمودار $\text{FeO}-10\text{MgO}-\text{MnO}$ (۳۱) گارنت‌های منطقه شاولی در محدوده گرانیت‌های نوع S قرار می‌گیرند (شکل ۶ الف). همچنین مقدار MnO بیش از ۷ درصد و ترکیب آلماندین-اسپسارتین آن‌ها، خاستگاه متاپلیتی را برای این گارنت‌ها پیشنهاد می‌کند (۳۲). با این حال، بر اساس نمودار $\text{Mn}-\text{Mg}-\text{Fe}^{2+}$ (۳۱) فرارگیری نمونه‌ها در محدوده گارنت‌های ماگمایی نشان می‌دهد که این کانی‌ها احتمالاً از مذابی حاصل از ذوب مواد متاپلیتی متبلور شده‌اند (شکل ۶ ب). بنابراین، گارنت‌های منطقه را می‌توان به عنوان گارنت‌های غنی از اسپسارتین با منشأ متاپلیتی و تبلور در شرایط کم‌فشار تفسیر کرد.

گارنت‌های ماگمایی با ترکیب آلماندین-اسپسارتین از ویژگی‌های رایج گرانیت‌های پرآلومینوس محسوب می‌شوند (۳۳). گارنت‌های لوکوگرانیت شاولی نیز با مقادیر بالای FeO به میزان بیش از ۳۰ درصد و MnO به میزان حدود ۸ درصد، در محدوده گارنت‌های متبلور شده از ماگماهای نوع S و شدیداً پرآلومینوس قرار می‌گیرند. همچنین مقادیر پایین CaO به میزان کمتر از ۴ درصد و غنی‌شدگی از Mn، بیانگر منشأ متاپلیتی سنگ منشأ است (۳۴ و ۳۵).

ویژگی‌های پتروگرافی شامل بلورهای شکل‌دار، منطقه‌بندی ضعیف، نبود حاشیه‌های واکنشی و یکنواختی نسبی ترکیب شیمیایی، همراه با فقدان اذخال‌های دگرگونی، از منشأ ماگمایی گارنت‌ها حمایت می‌کند. در مقابل، گارنت‌های دگرگونی معمولاً دارای منطقه‌بندی مشخص، حاشیه‌های خورده‌شده و تغییرات ترکیبی گسترده هستند (۳۶، ۳۷، ۳۸، ۳۹).

بر این اساس، گارنت‌های منطقه شاولی به احتمال زیاد در طی تبلور یک مذاب پرآلومینوس نوع S و در شرایط فشار پایین پسته بالایی تشکیل شده‌اند. این نتیجه با ترکیب شیمیایی و ویژگی‌های بافتی گارنت‌ها سازگاری کامل دارد.

ترکیب شیمیایی و تفسیر پتروژنتیکی تورمالین

تورمالین با فرمول عمومی $\text{XY}_3\text{Z}_6(\text{T}_6\text{O}_{18})(\text{BO}_3)_3\text{V}_3\text{W}$ از جمله کانی‌های غنی از بور است که به دلیل جانشینی گسترده ۱۲ عنصر فرعی و کمیاب در ساختار خود، ترکیب‌های متنوعی را شامل می‌شود (۴۰). شورل، دراویت و البایت رایج‌ترین اعضای نهایی در میان انواع مختلف تورمالین به شمار می‌آیند (۴۱). بر اساس داده‌های شیمی کانی (جدول ۲) و جایگاه نمونه‌ها در نمودارهای طبقه‌بندی، تورمالین‌های لوکوگرانیت شاولی عمدتاً در محدوده شورل قرار می‌گیرند. بر اساس نمودار $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ در مقابل $\text{X-vac}/(\text{X-vac}+\text{Na})$ (۴۱) و Fe در مقابل Mg (۴۱) تورمالین‌های منطقه مورد تحقیق به طور عمده‌ای از نوع شورل می‌باشد (شکل ۷ الف و ب). تورمالین در این سنگ‌ها به صورت بلورهای پراکنده، سوزنی، تجمعی و رگه‌ای همراه با کوارتز، فلدسپار و موسکویت مشاهده می‌شود. وجود بلورهای خودشکل و عدم منطقه‌بندی مشخص، بیانگر تبلور در مراحل اولیه تکوین ماگما و منشأ ماگمایی آن‌ها است (۴۲). علاوه

بر این، مقادیر نسبتاً بالای Al و کاهش اشغال جایگاه X، از ویژگی‌های شناخته‌شده تورمالین‌های ماگمایی محسوب می‌شود (۴۳) که در نمونه‌های مورد مطالعه نیز مشاهده می‌شود.

نسبت $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ در تورمالین‌های ناحیه شاولی بین ۰/۴۸ تا ۰/۰۷ متغیر است، که این مقادیر بیانگر نقش همزمان فرآیندهای ماگمایی و هیدروترمالی در تشکیل تورمالین‌ها می‌باشند (۴۴). تورمالین‌های دارای $\text{Fe}^{\#}$ بیش از ۰/۶ که به صورت بلورهای شکل‌دار در متن لوکوگرانیت رخ می‌دهند، احتمالاً منشأ ماگمایی دارند، در حالی که نمونه‌های رگه‌ای با $\text{Fe}^{\#}$ کمتر از ۰/۶ و همراه با رگه‌های کوارتز، به فعالیت سیالات غنی از بور در مراحل پس‌ماگمایی نسبت داده می‌شوند (۴۵، ۴۶).

در مجموع، ویژگی‌های بافتی و شیمیایی تورمالین‌های منطقه نشان می‌دهد که این کانی‌ها عمدتاً از یک ماگمای پرآلومینوس و غنی از بور منشأ گرفته‌اند، هرچند بخشی از آن‌ها در اثر فرآیندهای هیدروترمالی متأخر دچار رشد یا تبلور دوباره شده‌اند. در مجموع، ویژگی‌های بافتی و ترکیب شیمیایی تورمالین‌های منطقه، از جمله ارتباط آن‌ها با کانی‌های اولیه و ترکیب غنی از Fe و Al، نشان می‌دهد که تورمالین‌ها عمدتاً منشأ ماگمایی داشته و از یک ماگمای پرآلومینوس و غنی از بور متبلور شده‌اند. شواهد بافتی موجود در برخی دانه‌ها، از جمله رشد مجدد و جانشینی موضعی، بیانگر تأثیر محدود فرآیندهای پس‌ماگمایی و هیدروترمالی متأخر بر تورمالین‌های اولیه است. تورمالین‌های رگه‌ای نسبت به نمونه‌های موجود در لوکوگرانیت‌ها دارای مقادیر بالاتر Mg و نسبت $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ پایین‌تر هستند، در حالی که تورمالین‌های درون توده لوکوگرانیتی شاولی از آهن غنی‌تر بوده و عمدتاً منشأ ماگمایی دارند. این ویژگی‌ها نشان می‌دهد که تورمالین‌های ناحیه شاولی عمدتاً در ارتباط با فرآیندهای ماگمایی تشکیل شده‌اند، در حالی که نمونه‌های رگه‌ای بیشتر تحت تأثیر فعالیت‌های هیدروترمال متأخر قرار گرفته‌اند (۴۷).

از آنجا که لوکوگرانیت شاولی ترکیب پرآلومین دارد، بنابراین حاوی Al لازم برای تشکیل تورمالین است. حضور تورمالین‌های اولیه نشان‌دهنده وجود مقدار بور لازم برای تشکیل تورمالین در درون توده لوکوگرانیتی و رگه‌ها است.

مقادیر Ti و $\text{Mg}^{\#}$ در تورمالین‌های شاولی به ترتیب بین ۰/۰۸ تا ۰/۱۴ و ۰/۳۵ تا ۰/۵۱ می‌باشد (جدول ۲). این مقادیر پایین نشان‌دهنده نبود زونینگ و ترکیب ماگمایی و تقریباً هموژن تورمالین می‌باشد (۴۸).

از طرف دیگر، بر اساس مطالعات انجام شده مقدار کم تیتانیوم ($\text{Ti} = 0.01-0.15$) و $\text{Mg}^{\#}$ (0.19-0.50) مرتبط با تورمالین‌های گرانیت‌های دو میکایی نوع S بوده (۴۹) و می‌تواند دلیل قابل قبولی بر تیپ S ماگمای لوکوگرانیتی شاولی باشد. قرارگیری نمونه‌ها در نمودارهای سه‌تایی $\text{Al}-\text{Fe}-\text{Mg}$ و $\text{Ca}-\text{Fe}-\text{Mg}$ (۵۰) نشان می‌دهد بور (B) مورد نیاز تورمالین‌های مورد مطالعه احتمالاً از متاپلیت و پسامیت‌های منطقه شاولی (فیلیت‌های همدان؟) تامین شده است (شکل ۷ پ و ت).

نتیجه‌گیری

مطالعات جامع صحرایی، پتروگرافی، تجزیه میکروسکوپی و ریزکاو الکترونی روی لوکوگرانیت‌های منطقه شاولی، تصویر دقیقی از ترکیب کانی‌شناسی، ویژگی‌های بافتی و شیمیایی گارنت و تورمالین ارائه می‌دهد. نتایج نشان می‌دهد که این توده‌ها گرانیت‌های تیپ S با منشأ شدیداً پرآلومینه هستند که تحت شرایط فشار نسبتاً کم در پوسته بالایی متبلور شده‌اند. لوکوگرانیت‌ها عمدتاً دارای بافت گرانولار تا سری‌ایتی بوده و از کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم به‌عنوان کانی‌های اصلی و بیوتیت، گارنت، موسکویت و تورمالین به‌عنوان کانی‌های فرعی تشکیل شده‌اند. ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی، تبلور آن‌ها را در یک محیط ماگمایی پرآلومینه و متعاقب آن تأثیر محدود فرآیندهای پساماگمایی-هیدروترمالی نشان می‌دهد.

گارنت‌های منطقه عمدتاً از نوع اسپسارتین-آلماندین بوده و ترکیب شیمیایی آن‌ها، شامل بیش از ۳۰ درصد FeO، حدود ۸ درصد MnO، و کمتر از ۴ درصد CaO نشانگر تبلور در ماگمای S-type شدیداً پرآلومینه با فعالیت آبی محدود است. فنوکریست بودن و عدم منطقه‌بندی بلورها حاکی از تبلور مستقیم از ماگما است و حضور گارنت در مجموعه رستیت، نشان‌دهنده پایداری در شرایط حرارت و فشار بالا می‌باشد. نمودارهای مختلف نشان می‌دهند که گارنت‌ها ضمن داشتن ترکیب ماگمایی، خاستگاه متاپلیتی نیز دارند که احتمالاً از ذوب لایه‌های بالایی پوسته متاپلیتی تأمین شده است. این یافته‌ها با داده‌های علمی موجود، که گارنت‌های غنی از MnO بیشتر از ۴٪ را به منشأ متاپلیتی نسبت می‌دهند، همخوانی دارد.

تورمالین‌های منطقه عمدتاً از نوع شورل با ترکیب Mg# و Ti پایین و پراکندگی کم عناصر فرعی می‌باشند که نشان‌دهنده ترکیب تقریباً همگن و ماگمایی است. مطالعات انجام شده نشان می‌دهد که بور (B) لازم برای تشکیل تورمالین‌ها به احتمال زیاد از متاپلیت‌ها و پسامیت‌های پیرامونی تأمین شده است. وجود انواع تورمالین‌های ماگمایی، هیدروترمال و حدواسط در نمونه‌ها نیز دلالت بر تأثیر فازهای پس از تبلور ماگما و نفوذ محلول‌های هیدروترمال تحت فشار و دماهای متفاوت دارد. جهت‌دار بودن و بافت دومینوی برخی بلورها، تأثیر نیروهای تکتونیکی و استرس‌های میلونیتی را پس از تبلور نشان می‌دهد.

یافته‌های شیمیایی و بافتی گارنت و تورمالین نه تنها تعیین خاستگاه ماگمایی و شرایط تبلور را ممکن می‌سازد، بلکه نشان می‌دهد که این کانی‌ها می‌توانند شاخص‌های مهم در پی‌جویی کانسارهای عناصر فرومنیزین و بور باشند. حضور گارنت‌های غنی از Mn و تورمالین‌های با ترکیب همگن، اطلاعات ارزشمندی درباره تکامل ماگمای تیپ S، درجه پرآلومینیوم و شرایط دما-فشار ارائه می‌دهد و می‌تواند در مطالعات ژئوشیمی و اکتشاف معدنی به‌ویژه برای قلع و تنگستن مورد استفاده قرار گیرد.

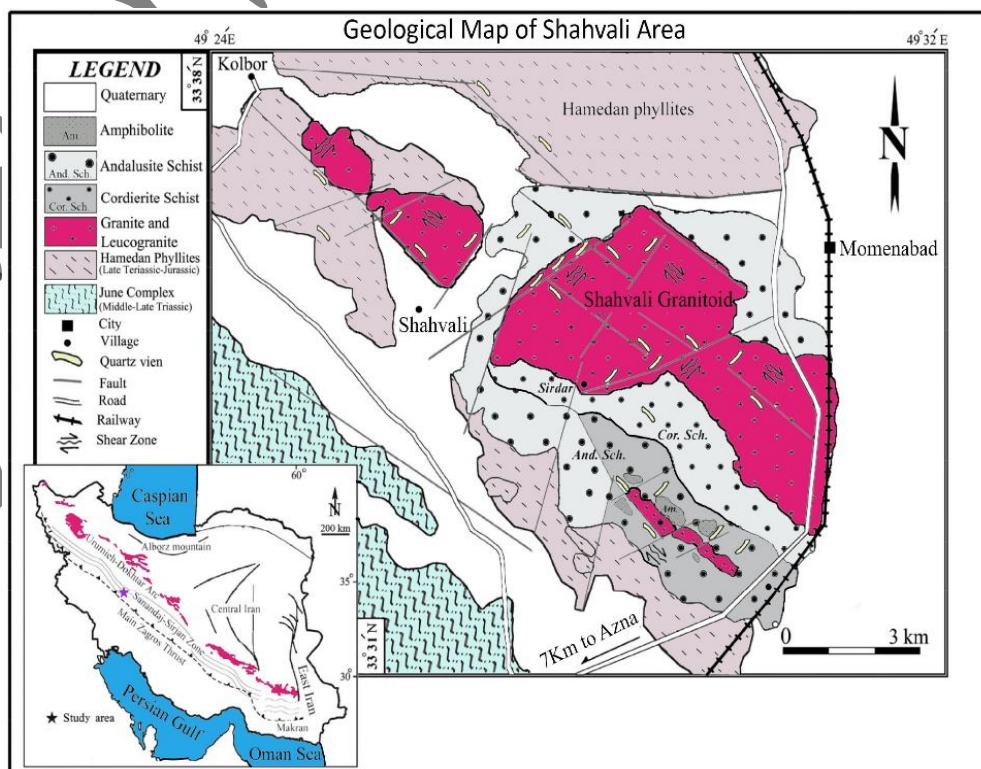
در مجموع، ویژگی‌های کانی‌شناسی و شیمیایی گارنت و تورمالین، خاستگاه پوسته‌ای-متاپلیتی و ماهیت S-type و شدیداً پرآلومینه لوکوگرانیت‌های شاولی را تأیید می‌کند. فرآیندهای ماگمایی نقش اصلی را در تشکیل این کانی‌ها داشته‌اند، درحالی‌که فرآیندهای پساماگمایی-هیدروترمالی متأخر، نقش ثانویه و محدودی در تغییرات بافتی و شیمیایی برخی از آن‌ها داشته‌اند. این ویژگی‌ها می‌تواند اطلاعات ارزشمندی درباره تکامل ماگمایی و شرایط پتروژنتیکی لوکوگرانیت‌های شاولی فراهم کند.

Reference

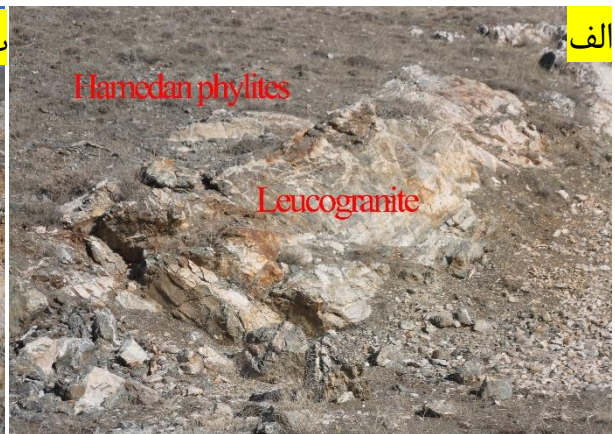
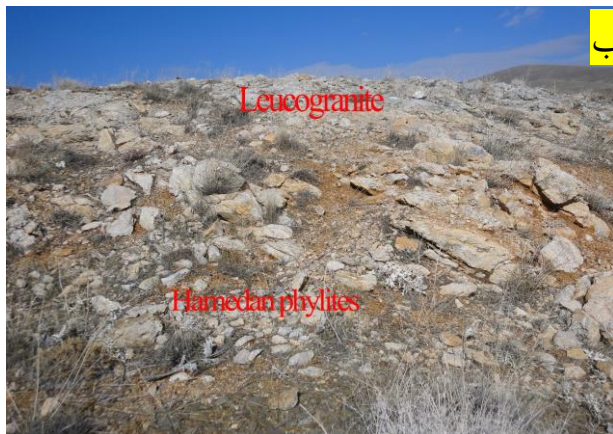
- [1] Sylvester, P.J., 2011. Peraluminous granites: origin and tectonic significance. Geological Society, London, Special Publications 350, 135–154. <https://doi.org/10.1144/SP350.6>
- [2] Nabelek, P.I., 2020. Petrogenesis of leucogranites in collisional orogens. Geological Society, London, Special Publications 491(1), 179–207. <https://doi.org/10.1144/SP491-2018-181>
- [3] Guo, Z., Wilson, M., Liu, J., 2017. Generation of peraluminous leucogranites in continental collision zones. *Lithos* 272–273, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.09.012>
- [4] van Hinsberg, V.J., Henry, D.J., Dutrow, B.L., 2017. Tourmaline as a monitor of melt and fluid evolution in magmatic-hydrothermal systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 83, 277–314. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.09>
- [5] Henry, D.J., Dutrow, B.L., 2018. Tourmaline as a petrologic recorder of P–T–X conditions. *Elements* 14(5), 301–306. <https://doi.org/10.2138/gselements.14.5.301>
- [6] Bosi, F., Naitza, S., Secchi, F., Conte, A., Cuccuru, S., Andreozzi, G.B., Skogby, H., Halenius, U., 2019. Petrogenetic controls on the origin of tourmalinite veins from Mandrolisai igneous massif (Central Sardinia, Italy): Insights from tourmaline crystal chemistry. *Lithos* 342–343, 333–344. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.05.042>
- [7] Harangi, S., Downes, H., Kósa, L., 2019. Magmatic garnet in felsic igneous rocks: Petrogenetic significance. *Minerals* 9(1), 20. <https://doi.org/10.3390/min9010020>
- [8] Chen, X., Zhang, G., Gao, R., Zhang, D., Yang, B., 2021. Petrogenesis of highly fractionated leucogranite in the Himalayas: The Early Miocene Cuonadong example. *Geological Journal* 56, 3791–3807. <https://doi.org/10.1002/gj.4126>
- [9] Yan, H., Yu, D., Wang, S., Ma, C., 2022. Magmatic garnet and magma evolution in Cuonadong leucogranites: Constraints from petrology and mineral geochemistry. *Minerals* 12(10), 1275. <https://doi.org/10.3390/min12101275>
- [10] Darvishi, E., 2021. The investigation of mineral chemistry of garnet and tourmaline in Marziyan leucogranite (North Azna, Sanandaj-Sirjan Zone). *Advanced Applied Geology*, Spring 2021, 11(1): 12–28. <https://doi.org/10.22055/aag.2020.26726.1882>
- [11] Darvishi, E. and Shahrokhi, S.V., 2025. Petrogenesis and Tectonomagmatic pattern of Shahvali Leucogranite (North of Azna-Sanandaj-Sirjan zone). *Advanced Applied Geology*, 14(4): 989–1013. <https://doi.org/10.22055/aag.2024.46602.2450>
- [12] Sahandi, M.R., Houshmandzadeh, A., Alavi, M., 1985. Geological map of Shazand, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- [13] Moradi, A., Esna-Ashari, A., Valizadeh, M.V., 2017. Petrology and geochemistry of the Qal'eh-Dez mylonitic granite (Azna, Sanandaj–Sirjan zone): Evidence for A-type granite affinity. *Arabian Journal of Geosciences* 10, 421. <https://doi.org/10.1007/s12517-017-3276-7>
- [14] Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Valizadeh, M.V., Hassanzadeh, J., Sepahi, A., 2012. Geochemistry and zircon U–Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj–Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 43(1), 11–22. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.09.001>
- [15] Sheikholeslami, M.R., 2015. Metamorphic evolution of the Sanandaj–Sirjan zone, Iran: Constraints from mineral assemblages and thermobarometry. *Journal of African Earth Sciences* 111, 154–167. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.08.008>
- [16] Darvishi, S., Valizadeh, M.V., Moradi, A., 2015. Petrography and geochemistry of garnet-bearing leucogranites from the Sanandaj–Sirjan zone, Iran. *Journal of Earth Science* 26(3), 321–337. <https://doi.org/10.1007/s12583-015-0543-2>
- [17] Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95: 85–187. <https://pdfs.semanticscholar.org/8dee/0b418904e6a87887210c80ac1226ee6d717a.pdf>
- [18] Clemens, J.D., Wall, V.J., 1981. Nonequilibrium crystallization of granitic magmas. *Canadian Mineralogist* 19, 165–182. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.19.2.165>
- [19] Guillot, B., Lardeaux, J.M., Choukroune, P., 1995. Garnet stability and crustal melting in metasedimentary rocks. *Journal of Metamorphic Geology* 13, 57–71. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1995.tb00045.x>

- [20] Vernon, R.H., Paterson, S.R., 2008. How extensive are subsolidus grain-shape changes in cooling granites? *Lithos* 105, 42–50. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2008.02.004>
- [21] London, D., Manning, D.A.C., 1995. Chemical variation and significance of tourmaline from Southwest England. *Economic Geology* 90(3), 495–519. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.3.495>
- [22] Pesquera, A., López Sánchez-Vizcaíno, V., Roda-Robles, E., 2013. Textural and chemical evolution of tourmaline in peraluminous granites. *Lithos* 178, 118–133. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.04.011>
- [23] Grew, E.S., Locock, A.J., Mills, S.J., Galuskina, I.O., Galuskina, E.V., Hålenius, U., 2013. Nomenclature of the garnet supergroup. *American Mineralogist* 98(4), 785–811. <https://doi.org/10.2138/am.2013.4201>
- [24] Hawthorne, F.C., 2002. The use of end-member charge-arrangements in defining new mineral species and heterovalent substitutions in complex minerals. *Canadian Mineralogist* 40(2), 699–700. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.40.2.699>
- [25] Krippner, A., Meinhold, G., Morton, A., von Eynatten, H., 2014. Evaluation of garnet discrimination diagrams using geochemical data of garnets derived from various host rocks. *Sedimentary Geology* 306, 36–52. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.03.004>
- [26] Harrison, T.M., 1988. Phenocryst garnets and their petrogenetic implications. *Journal of Petrology* 29(2), 211–245. <https://doi.org/10.1093/petrology/29.2.211>
- [27] Miller, C., Stoddard, E., 1981. Garnet compositions and their petrogenetic significance. *American Mineralogist* 66, 1052–1064.
- [28] Green, T.H., 1992. Experimental phase equilibrium studies of garnet-bearing I-type volcanic and high-level intrusives from Northland, New Zealand. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83, 429–438. <https://doi.org/10.1017/S0263593300008105>
- [29] Whitworth, M.P., 1992. Petrogenetic implications of garnets associated with lithium pegmatites from SE Ireland. *Mineralogical Magazine* 56(382), 75–83. <https://doi.org/10.1180/minmag.1992.056.382.10>
- [30] Yuan, C., Sun, M., Xiao, W., Wilde, S., Li, X., Liu, X., Long, X., Xia, X., Ye, K., Li, J., 2009. Garnet-bearing tonalitic porphyry from East Kunlun, northeast Tibetan Plateau: Implications for adakitic magmas from the MASH zone. *International Journal of Earth Sciences* 98, 1489–1510. <https://doi.org/10.1007/s00531-008-0335-y>
- [31] Godet, A., Guilmette, C., Smit, M., Maneta, V., et al., 2025. Insights into garnet growth in S-type granite from Lu–Hf dating and trace element mapping. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 180, 36. <https://doi.org/10.1007/s00410-025-02211-x>
- [32] Harangi, S., Lenkey, L., Fodor, L., 2001. Garnet-bearing S-type granites in the Mecsek Mountains, Hungary: Petrogenetic significance. *Lithos* 56, 145–162. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00062-8](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00062-8)
- [33] Clarke, D.B., Dorais, M., Barbarin, B., Barker, D., Cesare, B., Clarke, G., El Baghdadi, M., Erdmann, S., Förster, H.J., Gaeta, M., Gottesmann, B., Jamieson, R.A., Kontak, D.J., Koller, F., Gomes, C.L., London, D., Morgan VI, G.B., Neves, L.J.P.F., Pattison, D.R.M., Pereira, A.J.S.C., Pichavant, M., Rapela, C.W., Renno, A.D., Richards, S., Roberts, M., Rottura, A., Saavedra, J., Sial, A.N., Toselli, A.J., Ugidos, J.M., Uher, P., Villaseca, C., Visonà, D., Whitney, D.L., Williamson, B., Woodard, H.H., 2005. Occurrence and origin of andalusite in peraluminous felsic igneous rocks. *Journal of Petrology* 46, 441–472. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh084>
- [34] René, M., Stelling, J., 2007. Garnet-bearing granite from the Třebíč pluton, Bohemian Massif (Czech Republic). *Mineralogy and Petrology* 91, 55–69. <https://doi.org/10.1007/s00710-007-0188-2>
- [35] Zhang, J., Ma, C., She, Z., 2012. An Early Cretaceous garnet-bearing metaluminous A-type granite intrusion in the East Qinling Orogen, central China: Petrological, mineralogical and geochemical constraints. *Geoscience Frontiers* 3(5), 635–646. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2011.11.007>
- [36] Kawabata, H., Takafuji, N., 2005. Origin of garnet crystals in calc-alkaline volcanic rocks from the Setouchi volcanic belt, Japan. *Mineralogical Magazine* 69, 951–971. <https://doi.org/10.1180/0026461056950314>
- [37] Patranabis-Deb, S., Schieber, J., Basu, A., 2008. Almandine garnet phenocrysts in a 1 Ga rhyolitic tuff from central India. *Geological Magazine* 146, 133–143. <https://doi.org/10.1017/S0016756808005275>
- [38] Stone, J., 1988. The significance of almandine garnets in the Lundy and Dartmoor granites. *Mineralogical Magazine* 52, 651–658. <https://doi.org/10.1180/minmag.1988.052.368.15>
- [39] Kontak, D.J., Corey, M.C., 1988. Metasomatic origin of spessartine-rich garnet in the South Mountain Batholith, Nova Scotia. *Canadian Mineralogist* 26, 815–837.

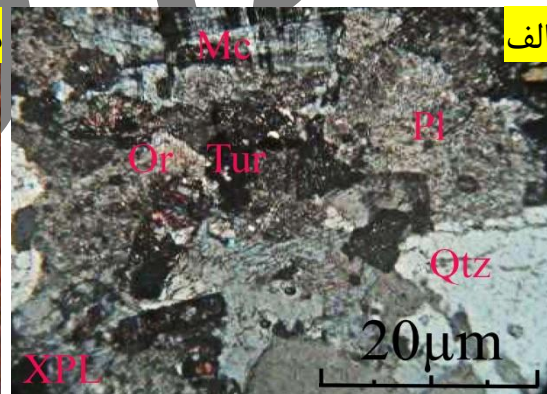
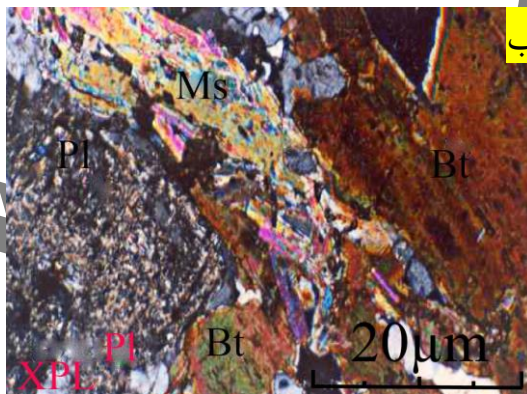
- [40] London, D., Manning, P., 1995. Tourmaline as a petrogenetic indicator in granitic rocks. *American Mineralogist* 80, 1207–1221.
- [41] Hawthorne, F.C., Henry, D.J., 1999. Classification of the minerals of the tourmaline group. *European Journal of Mineralogy* 11, 201–215. <https://doi.org/10.1127/ejm/11/2/0201>
- [42] Duan, X., Wang, Z., Chen, B., Zhou, L., et al., 2025. Tourmaline and mica chemistry of the Wangxianling granitoids, South China: Implications for petrogenesis of highly fractionated granite. *Acta Geologica Sinica (English Edition)* 99(3), 789–805. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.15311>
- [43] Trumbull, R.B., Chaussidon, M., 1999. Chemical and boron isotopic composition of magmatic and hydrothermal tourmalines from the Sinceni granite-pegmatite system in Swaziland. *Chemical Geology* 153, 125–137. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00155-7](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00155-7)
- [44] Collins, A.C., 2010. Mineralogy and geochemistry of tourmaline in contrasting hydrothermal systems, Copiapó area, northern Chile. Ph.D. Thesis, University of Arizona, Tucson, USA.
- [45] Cavarretta, G., Puxeddu, M., 1990. Schorl–Dravite–Ferridravite tourmalines deposited by hydrothermal magmatic fluids during early evolution of the Larderello geothermal field, Italy. *Economic Geology* 85, 1236–1251. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.85.6.1236>
- [46] Rahmani Javanmard, S., Klötzli, U., 2026. Tourmaline as a recorder of the magmatic–hydrothermal evolution from the Boroujerd pegmatites, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. *Geological Journal*. <https://doi.org/10.1002/gj.70149>
- [47] Leeman, W.P., Sisson, V.B., 1996. Geochemistry of boron and its implications for crustal and mantle processes. In: Grew, E.S., Anovitz, L.M. (Eds.), *Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry*. Reviews in Mineralogy 33, Mineralogical Society of America, Washington, DC, pp. 645–707. <https://doi.org/10.1515/9781501509223-014>
- [48] London, D., 2011. Experimental synthesis and stability of tourmaline: A historical overview. *Canadian Mineralogist* 49, 117–136. <https://doi.org/10.3749/canmin.49.1.117>
- [49] Ribeiro da Costa, I., Mourão, C., Récio, C., Guimarães, F., Antunes, I.M., Farinha Ramos, J., Barriga, F.J.A.S., Palmer, M.R., Milton, J.A., 2014. Tourmaline occurrences within the Penamacor–Monsanto granitic pluton and host rocks (Central Portugal): Genetic implications of crystal-chemical and isotopic features. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 167, 993. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-0993-7>
- [40] Henry, D.J., Guidotti, C.V., 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: An example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist* 70, 1–15.



شکل ۱: نقشه زمین شناسی ناحیه شاولی، بر اساس تصاویر هوایی ۱/۲۰۰۰ و تصاویر ماهواره‌ای.

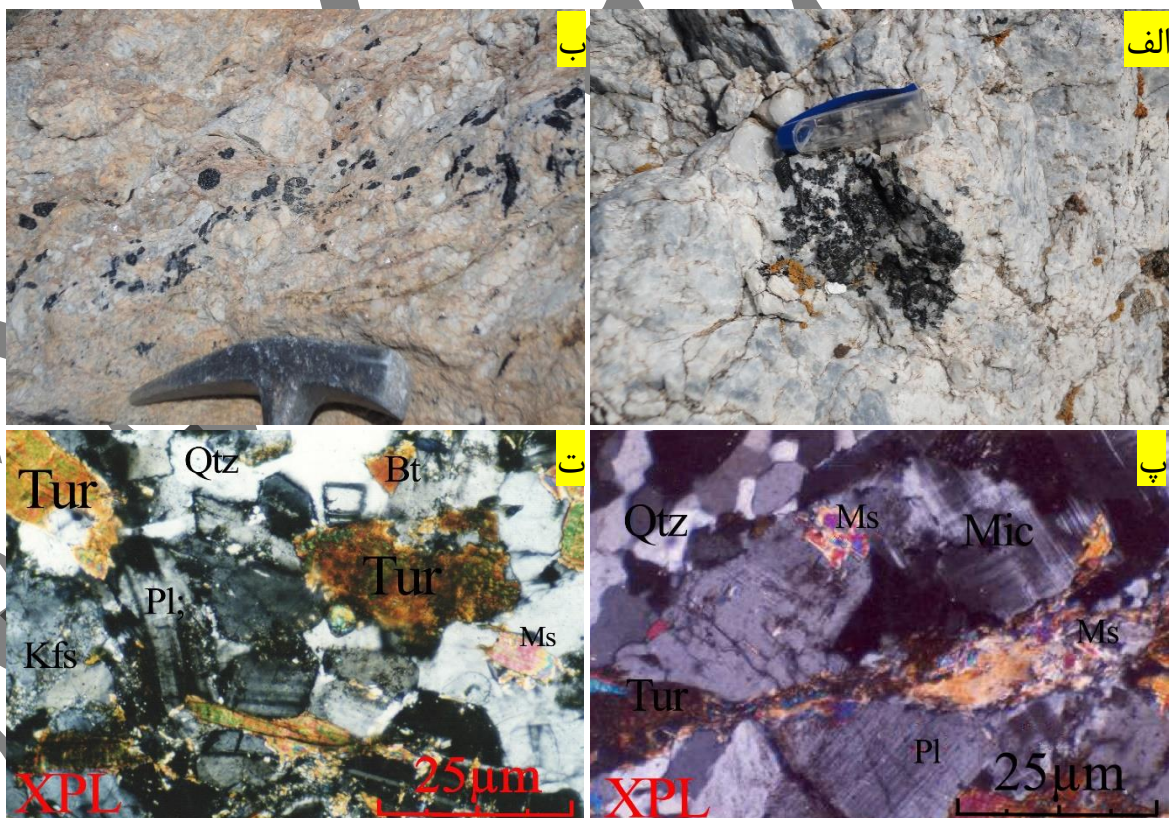


شکل ۲: الف) حضور لویکوگرانیت شاولی در کنار فیلیت‌های همدان. ب) نمایی از رخنمون لویکوگرانیت‌ها و نفوذ آنها به درون شیست و فیلیت‌های منطقه شاولی (فیلیت‌های همدان). پ) حضور کوارتز، آلکالی فلدسپار، بیوتیت، موسکوویت و تورمالین در لویکوگرانیت شاولی. ت) حضور میلونیت گرانیت با فابریک‌های S-C.



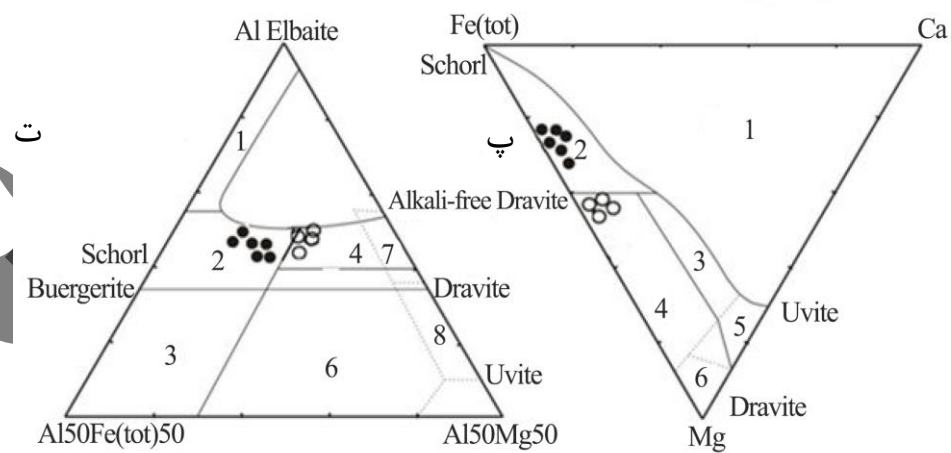
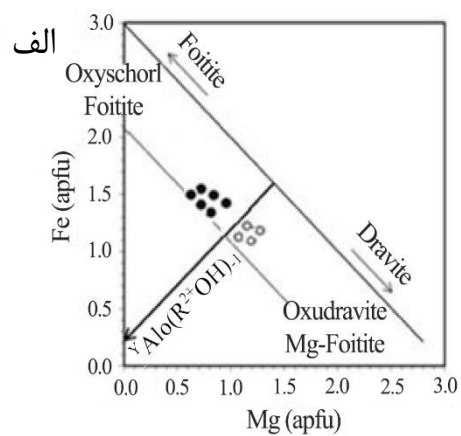
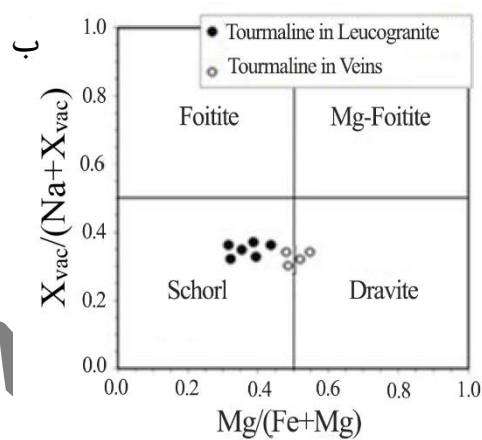
شکل ۳: ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های ناحیه شاولی. الف) حضور کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، تورمالین و موسکوویت ب) حضور بیوتیت و موسکوویت در متن سنگ. علائم اختصاری بر اساس [۱۷].





شکل ۵: تصاویر صحرائی و میکروسکوپی از تورمالین‌های ناحیه شاولی. (الف) نمایی از رشد بلورهای تورمالین به صورت تجمعی. (ب) نمایی از رشد بلورهای تورمالین به صورت پراکنده و سوزنی. (پ) تورمالین‌های تجمعی و رگه‌ای همراه با میکروکلین ماگمایی با ماکل مشبک و پلاژیوکلاز در لوکوگرانیت‌های شاولی. (ت) تورمالین بصورت پراکنده همراه با مسکویت و بیوتیت در لوکوگرانیت‌های شاولی. علائم اختصاری بر اساس [۱۷].





شکل ۷: نمودارهای پترولوژیکی تورمالین. الف) موقعیت تورمالین‌های منطقه شاولی بر روی نمودارهای سه‌تایی Al-Fe-Mg (a) و Ca-Fe-Mg (ب) (Henry and Guidotti, 1985) قرارگیری آنها در محدوده گرانیتوئیدهای فقیر از لیتیم، پگماتیت‌ها و آپلیت‌های وابسته به آنها و متاپلیت‌ها و متاسامیت‌های هم زیست با یک فاز اشباع از آلومینیوم. پ) قرارگیری تورمالین‌های منطقه شاولی در محدوده شورلیت تا دراویت در نمودار $X_{vac}/(Na + X_{vac})$ در مقابل $Mg/(Fe + Mg)$ (ت) قرارگیری تورمالین‌های منطقه شاولی در محدوده شورلیت تا دراویت در نمودار Fe در مقابل Mg.

جدول ۱- نتایج تجزیه ریز کاوالکترونی کانی گارنت موجود در سنگ‌های لوکوگرانیته منطقه شاولی

Sample	SH-1	SH-2	SH-3	SH-4	SH-5	SH-6	SH-7	SH-8	SH-9	SH-10
SiO ₂	36.20	36.09	36.19	36.25	36.16	36.10	36.11	37.01	36.25	36.27
Al ₂ O ₃	20.75	20.75	20.64	20.69	20.69	20.74	20.71	20.74	20.72	20.72
FeO _t	33.21	32.9	32.84	33.19	32.84	32.89	33.16	32.56	32.79	32.10
MnO	7.10	7.1	7.19	7.05	7.15	7.22	7.21	7.69	7.19	7.19
MgO	2.06	1.96	2.15	2.10	2.06	2.05	1.96	2.01	2.06	2.05
CaO	0.25	0.24	0.26	0.25	0.25	0.25	0.27	0.29	0.25	0.26
TiO ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	99.54	99.04	99.32	99.56	99.17	99.25	99.35	99.60	99.26	99.3
O	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Si	2.95	2.97	2.97	2.96	2.97	2.98	2.96	2.97	2.97	2.96
Al	2	2.01	1.96	2	1.98	1.97	2.00	2	2	2
Fe ³⁺	0.07	0.05	0.07	0.07	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06
Fe ²⁺	2.3	2.21	2.18	2.2	2.20	1.19	2.2	2.16	2.18	2.19
Mn	0.48	0.49	0.50	0.48	0.49	0.49	0.49	0.53	0.52	0.51
Mg	0.25	0.24	0.26	0.25	0.25	0.25	0.23	0.24	0.024	0.25
Ca	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.023	0.02
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Almandine	74.6	74.5	73.5	74.1	74.1	74.0	74.3	72.9	73.0	73.2
Spessartine	16.2	16.7	16.9	16.5	16.8	16.9	16.8	18	17.8	17.2
Pyrope	8.2	8.1	8.9	8.6	8.5	8.5	8	8.3	8.5	8.5
Grossular	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.8	0.8	0.8

جدول ۱- نتایج آنالیز ریز کاو الکترونی کانی تورمالین موجود در سنگ‌های لوکوگرانیته منطقه شاولی

Sample	Sh-21	SH-22	Sh-23	Sh-24	SH-25	SH-26	SH-27	SH-28	SH-29	Sh-30
SiO ₂	35.19	36.31	36.14	35.95	35.89	36.11	36.09	36.31	35.84	35.21
TiO ₂	1.01	0.71	1.02	1.10	0.84	1.03	0.89	1.01	0.95	1.01
Al ₂ O ₃	35.19	35.29	35.39	34.86	35.09	34.59	35.49	35.19	34.89	35.34
FeO _t	10.99	7.61	10.75	9.98	8.89	10.11	7.91	10.55	8.78	11.00
MnO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
MgO	2.99	5.05	3.11	3.17	4.56	3.99	4.88	3.19	4.67	2.06
CaO	0.16	0.19	0.12	0.18	0.22	0.29	0.17	0.15	0.27	0.14
Na ₂ O	1.9	2.01	2	1.92	2	1.95	1.92	1.99	2	1.95
K ₂ O	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.06	0.05
Total	87.31	87.15	88.58	88.12	87.59	88.07	87.44	88.45	87.47	87.09
O	31	31	31	31	31	31	31	31	31	31
Si	5.75	5.81	5.83	5.83	5.79	5.819	5.77	5.82	5.76	5.79
Ti	0.123	0.08	0.118	0.134	0.09	0.124	0.11	0.119	0.11	0.121
Al	6.76	6.68	6.68	6.66	6.67	6.57	6.69	6.659	6.62	6.72
Fe ⁽²⁺⁾	1.50	1.1	1.43	1.35	1.14	1.36	1.10	1.42	1.13	1.48
Mn	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Mg	0.706	1.20	0.75	0.76	1.08	0.94	1.17	0.76	1.11	0.72
Ca	0.026	0.03	0.025	0.031	0.04	0.050	0.03	0.026	0.05	0.026
Na	0.6	0.63	0.6	0.603	0.62	0.61	0.6	0.619	0.63	0.6
K	0.010	0.008	0.01	0.010	0.11	0.008	0.01	0.010	0.12	0.01
Xsite	0.550	0.629	0.581	0.585	0.705	0.625	0.611	0.598	0.712	0.56
Xvac	0.361	0.332	0.348	0.356	0.25	0.332	0.36	0.345	0.2	0.355
Mg/Mg+Fe	0.34	0.51	0.34	0.36	0.48	0.41	0.5	0.35	0.49	0.34
Fe/Fe+Mg	0.7	0.48	0.66	0.64	0.525	0.53	0.49	0.65	0.50	0.68