



Research Article

Tourmaline geochemistry in the granitoids of the Sanandaj–Sirjan Zone (A case study of Astaneh and Aligudarz granitoids)

Farimah Ayati ¹, Maryam Ahankoub ²

¹ Associate Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran, f.ayati@pnu.ac.ir

² Associate Professor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran, m.ahankoub@pnu.ac.ir

ARTICLE INFO

Received: 17 November 2025

Accepted: 19 December 2025

Keywords

Tourmalinization

Metasomatism

Hydrothermal

Sanandaj–Sirjan zone



 [10.22108/ijp.2025.147492.1376](https://doi.org/10.22108/ijp.2025.147492.1376)

Introduction

Tourmaline exhibits a broad range of chemical variability (Hawthorne and Henry, 1999). This diverse and complex chemistry reflects a clear genetic link between tourmaline and the environment from which it crystallized. Such a relationship provides a reliable and robust indicator for determining the origin and evolution of hydrothermal systems responsible for ore formation, and serves as an effective guide in exploration for ore deposits (Jiang et al., 1995). The Astaneh and Aligudarz granitoid plutons are situated within the Sanandaj–Sirjan zone. A brief overview of relevant studies carried out around the investigated areas is provided below: Tahmasebi et al. (2009) investigated tourmalinization within the Astaneh granitoid pluton. The relatively flat REE patterns observed in tourmaline nodules reflect mobilization of light rare earth elements due to alteration processes. Esna-Ashari et al. (2012) conducted geochemical and geochronological studies on the Aligudarz granitoid complex. They suggest that these granitoids are analogous to I-type, crust-derived granitoids formed in continental arc settings. U–Pb zircon isotopic data yield a crystallization age of 165 Ma (Jurassic) for the granites. Given the geological significance of this mineral, the objective of the present study is to investigate the petrography and mineralogy of tourmaline, to evaluate its paragenetic relationships, to characterize the geochemical features of the tourmalines, to determine their structural formulas, and to reconstruct the conditions of formation in Aligudarz and Astaneh regions.

Regional Geology

The Astaneh granitoid pluton, in the Markazi Province, intruded the Jurassic shales and sandstones, which gave rise to contact metamorphism. Biotite granites represent another lithological unit in the region

which exhibit minimal alteration and appears to be younger than the surrounding rock units. Geological features of this pluton include quartz–sulfide and quartz–tourmaline veins. Circulating meteoric and magmatic fluids have induced hydrothermal alteration within the intrusive body and resulted in the

 Corresponding Author

To cite this article: Ayati, F., Ahankoub, M. (2026) Tourmaline geochemistry in the granitoids of the Sanandaj–Sirjan Zone (A case study of Astaneh and Aligudarz granitoids). *Petrological Journal*, 17(1), 1-26.



development of various alteration zones, including phyllic, propylitic, intermediate argillic, and silicic alteration. The Aligudarz granitoid complex formed during the Middle Jurassic along an active continental margin (Esna-Ashari et al., 2012). The lithological composition of this complex varies from quartz diorite to granodiorite and granite. Tourmalinization in these outcrops occurs within alteration halos adjacent to intrusive bodies and is directly related to hydrothermal systems generated by the interaction of the intrusion with pelitic host rocks.

Materials and Methods

Some standard thin sections were prepared and examined using an OLYMPUS BH₂ polarizing microscope. Six tourmaline samples were analyzed using a CAMECA SX-100 electron probe microanalyzer (EPMA) in Iranian Mineral Processing Research Center (Karaj) under operating conditions of 15 kV accelerating voltage and 20 nA beam current. Sixteen analytical spots were measured for each sample, and the results were reported as oxide concentrations of the constituent elements.

Petrography

Tourmalines in the study area can be categorized into the following types: 1. Nodular tourmalines: This type occurs as discrete nodules developed on the surfaces of granitoid rocks and its formation is attributed to the crystallization of late-stage magmatic fluids filling the fractures of the host rocks (Rozenaal and Bruwer, 1995; Morgan). 2. Layered tourmalines: developed within metamorphosed rocks of the region and are found at the contact zone between the intrusive body and the host rocks. 3. Disseminated tourmalines: appear as fine-grained disseminations within the groundmass of the rocks. Potassic alteration has affected plagioclase crystals, leading to their transformation into tourmaline and orthoclase. The released Na is incorporated into the tourmaline structure, whereas K becomes part of the orthoclase lattice. 4. Pegmatitic Tourmalines: These tourmalines occur within pegmatitic veins located in the contact zone between the intrusive body and the host rocks. 5. And finally patchy (irregular) tourmalines: appear in hand specimens as irregularly shaped grains that vary from coarse- to fine-grained.

Chemical Composition

Based on the dominant ions occupying the X site, specifically Na⁺(K), Ca, and the degree of X-site vacancy, the analyzed tourmalines fall into alkali tourmaline group. The concentration of K + Na in the X site is significantly higher than that of Ca, and that the X site in the studied tourmalines is partially vacant. The X-site vacancy in the samples ranges from 0.26 to

0.49. To determine tourmaline type, binary diagrams of Na/(Na + Ca) and Fe/(Fe + Mg) were used (Trumbull and Chaussidon, 1999). In these diagrams, samples from the Astaneh area plot mainly within the schorl field, while those from Aligudarz area fall largely within the dravite field, trending towards schorl.

Discussion

Based on the variations of FeO/(FeO+MgO) relative to MgO, all tourmalines from the Astaneh and a portion of Aligudarz samples represents compositions intermediate between magmatic and hydrothermal origins, indicating their formation during the mixing of magmatic and hydrothermal fluids. In contrast, several tourmalines from the northern Aligudarz region, corresponding to tourmalines formed at greater distances from the intrusive body. As the Figure 11 displays, the tourmalines fall within the compositional field of metapsammites coexisting with an Al-saturated phase. This suggests that the fluids responsible for their formation were aluminum-rich, consistent with derivation from Al-enriched hydrothermal solutions.

Conclusion

The studied tourmalines occur in several distinct forms, including nodular, layered, disseminated, pegmatitic, and patchy/irregular varieties. The analyzed tourmalines belong to the alkali group, reflecting the dominance of K + Na over Ca in the X site and the presence of a measurable X-site vacancy. The tourmalines under study represent compositions within the schorl–dravite solid-solution series, exhibit chemical zoning, and display Al substitution in the Y site. According to FeO/(FeO+MgO) versus MgO systematics, all samples from the Astaneh region and a portion of those from Aligudarz indicating combined magmatic and hydrothermal influences, with meteoric water involvement during the final stages of formation. Several tourmalines from northern Aligudarz consistent with formation farther from the intrusive body. The primary source of boron is interpreted to be metapelites and metapsammites. Their assimilation into the granitoid magma likely contributed essential components such as B, F, Al, Mg, and Fe, trace amounts of other elements, thereby facilitating tourmaline formation within the investigated regions.



زمین‌شیمی تورمالین در گرانیتوئیدهای پهنة سندرچ-سیرجان (بررسی موردی در گرانیتوئیدهای آستانه و الیگودرز)

فریماه آیتی^۱، مریم آهنکوب^۲

^۱ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران، f.ayati@pnu.ac.ir

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران، m.ahankoub@pnu.ac.ir

اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت ۱۴۰۴/۰۸/۲۶

تاریخ پذیرش ۱۴۰۴/۰۹/۲۸

چکیده

گرانیتوئیدهای بررسی شده (آستانه و الیگودرز) بخشی از پهنة سندرچ-سیرجان هستند. توده‌های گرانیتوئیدی یادشده بیشتر شامل گرانیت، کوارتز دیوریت، تونالیت و گرانودیوریت هستند. کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، بیوتیت، آمفیبول از کانی‌های فراوان و اصلی سازنده این مجموعه به‌شمار می‌روند. کانی‌های فرعی در بردارنده تورمالین، آپاتیت، اسفن، زیرکن و کانی‌های ثانوی کلریت، اپیدوت، سریسیت و کلسیت هستند. بر پایه بررسی‌های میدانی و میکروسکوپی، تورمالین‌ها به چند گروه شامل تورمالین‌های گرھکی یا ندولار، تورمالین‌های لایه‌ای، تورمالین‌های پراکنده، تورمالین‌های پگماتیتی و تورمالین‌های پینه‌ای یا نامنظم دسته‌بندی می‌شوند. بر پایه مقدار Ca و $Na+(K)$ و کمبود یا تهی‌بودن جایگاه X و بر پایه نمودارهای زمین‌شیمیایی، تورمالین‌های بررسی شده در دو منطقه از گروه قلیایی هستند و محلول جامد شورل- دراویت دارند. مقدار کمبود جایگاه X در آنها از ۰/۲۶ تا ۰/۴۹ است. در نمودار R_1+R_2/R_3 تورمالین‌های بررسی شده پس از نقطه شورل- دراویت و در گستره میان دو بردار قلیایی و پروتون‌زایی جای گرفته‌اند که نشان از جانشینی آلومینیم و تأثیر هم‌زمان این دو بردار دارد. در نمودار تغییرات R_2^* در برابر Al در R_2 ، نمونه‌های بررسی شده بیشتر در زیر خط $R_2^*=3$ جای دارند که می‌تواند نشان‌دهنده کاستی در جایگاه Y باشد. این تورمالین‌ها در ارتباط با سنگ‌های کوارتز- تورمالین، متاپلیت، متاسامیت‌های فقیر از Ca و سنگ‌های متاپلیت هم‌زیست با Al هستند. منطقه‌بندی شیمیایی درون این کانی می‌تواند نشان‌دهنده خاستگاه گرمایی و سیستم باز باشد. بر پایه بررسی‌های زمین‌شیمیایی و بررسی نسبت $FeO/FeO+MgO$ در تورمالین‌ها، تورمالین‌زایی در گرانیتوئید آستانه و تا اندازه‌ای در گرانیتوئید الیگودرز در محیطی در فاصله نزدیک تا حد واسط توده گرانیتوئیدی رخ داده است و هم‌شاره‌های ماگمایی و هم‌شاره‌های گرمایی در پیدایش این تورمالین‌ها نقش داشته‌اند. از سوی دیگر، برخی تورمالین‌های گرانیتوئید الیگودرز نیز در محدوده دورتری از توده گرانیتی پدید آمده‌اند و خاستگاه پیدایش تورمالین بیشتر یک خاستگاه خارجی (شاره‌های گرمایی) است.

کلید واژه‌ها

تورمالین‌زایی

دگرنهادی

گرمایی

پهنة سندرچ-سیرجان



doi 10.22108/ijp.2025.147492.1376

نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: آیتی، ف.، آهنکوب، م. (۱۴۰۵) زمین‌شیمی تورمالین در گرانیتوئیدهای پهنة سندرچ-سیرجان (بررسی موردی در گرانیتوئیدهای آستانه و الیگودرز). پترولوژی، ۱۷ (۱)، ۱-۲۶.



مقدمه

معدن تورمالین یک کانی سیلیکات حلقوی پیچیده بور (B) و Al دار با ترکیب شیمیایی گسترده و متغیری با فرمول کلی $X(Y_3)(Z_6)T_6O_{18}(BO_3)_3V_3W$ است. جایگاه Z با Al و گاهی با Fe^{3+} , Ti, Mg^{2+} , Cr, V^{3+} و Fe^{2+} پر می‌شود. جایگاه Y جانشینی‌های گوناگونی از کاتیون‌های یک تا چهار ظرفیتی Li^+ , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al^{3+} و Ti^{4+} را شامل می‌شود. جایگاه T بیشتر با Si و گاهی همراه با مقداری Al پر می‌شود. جایگاه X معمولاً با K^+ , Ca^{2+} و Na^+ پر می‌شود و یا تهی می‌ماند. جایگاه هیدروکسیل W، با O^{2-} و OH^- پر می‌شود و جایگاه V را F^- , O^{2-} و H^- پر می‌کنند (Foit et al., 1977). این کانی به علت ساختار منحصر به فرد و پیچیده خود و با توجه به واکنش‌های جانشینی متفاوتی که در ترکیب آن روی می‌دهد ترکیب شیمیایی بسیار متنوعی دارد (Hawthorne and Henry, 1999). ترکیب شیمیایی متنوع و پیچیده تورمالین نشان‌دهنده ارتباط مشخص آن با محیطی است که از آن متبلور شده است. این ارتباط شاخص خوب و قابل اعتمادی در تعیین خاستگاه و پیدایش سیستم‌های گرمایی سازنده کانه و راهنمای خوبی برای پیجویی کانسارهایی مانند ذخایر اقتصادی تنگستن، قلع و مولیبدن همراه با تورمالین است (Jiang et al., 1995). این کانی می‌تواند خاستگاه ماگمایی و یا گرمایی داشته باشد. با اینکه تورمالین کانی فرعی است که در سنگ‌های گوناگون آذرین، تهنشینی و دگرگونی دیده می‌شود (Slack et al., 1984; Henry and Guidotti, 1985)، اما پیدایش آن در سنگ‌های گرانیتی و آپلیت‌های وابسته به آنها، پگماتیت‌ها، اسکارن‌ها و نهشته‌های گرمایی متداول‌تر است. این کانی به علت پایداری در بازه گسترده‌ای از دما و فشار و نیز پایداری در برابر هوازدگی در بررسی‌های سنگ‌شناسی به کار برده می‌شود (Manning, 1982). تورمالین حامل اصلی بُر در سنگ‌های پوسته‌ای است که در پی واکنش‌های شاره‌ای ماگمایی-گرمایی غنی از بُر در محیط‌های گرانیتی با سنگ میزبان پدید می‌آید. عنصر بُر عنصری متحرک هنگام رخداد پدیده‌های دگرگونی دانسته می‌شود (Leeman and Sisson, 1996; Seprlich et al., 1996) که هنگام رخداد پدیده‌های

آبگیری و آزدایی با افزایش درجه دگرگونی از سنگ مادر خود آزاد می‌شود (Torres-Ruiz et al., 2003). در مراحل پایانی تبلور ماگمای گرانیتی سیالات غنی از بُر در هاله‌های همبری سنگ‌های پیرامون و یا شکستگی‌های سنگ‌های گرانیتی و دربرگیرنده گردش می‌کنند و واکنش‌های دگرگونی انجام می‌دهند. این واکنش‌ها به تورمالینی‌شدن و سیلیسی‌شدن سنگ‌ها می‌انجامند (Slack and Trumbull, 2011). توده گرانیتوییدی آستانه و الیگودرز در پهنه سنندج-سیرجان جای دارد و از این رو، بیشتر بررسی‌هایی که روی این پهنه انجام شده به گونه‌ای با این توده‌های گرانیتوییدی در ارتباط هستند. در زیر به برخی بررسی‌های که در این منطقه و پیرامون آن انجام شده است اشاره کوتاهی می‌شود:

رادفر (Radfar, 1987) سن گرانیت‌های آستانه را ۷۰ تا ۷۵ میلیون سال پیش (کرتاسه فوقانی) و آنها را ادامه گسترش گرانیت‌های همدان به سمت جنوب و همسن آنها می‌داند و از نظر ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، توده آستانه را بررسی کرده است.

موذن و همکاران (Moazzen et al., 2004) گرانیتوییدهای ملاطالب در شمال‌باختری کمپلکس گرانیتوییدی الیگودرز را بررسی کرده‌اند و این کمپلکس را توده آذرین درونی همزمان با برخورد (در کرتاسه پایانی) دانسته‌اند.

اسماعیلی و همکاران (Esmaeily et al., 2007) به بررسی شیمی و کانی‌شناسی تورمالین در رگه‌های کوارتز-تورمالین ناحیه نظام‌آباد (بخشی از گرانیتویید بروجرد) پرداختند و نشان دادند این رگه‌ها از نوع گرمایی هستند و چه بسا در پی آزدایی سنگ‌های تهنشستی دگرگون‌شده و آمیختگی آنها با آبگون ماگمایی در یک سیستم شیمیایی باز پدید آمده‌اند.

رجاییه و همکاران (Rajaie et al., 2007) به بررسی دگرگونی‌های گسترده در حاشیه گرانیتویید ده‌نو (شمال خاوری الیگودرز) و تأثیر آن بر سنگ‌های پلیتی میزبان پدیده تورمالین‌زایی پرداخته است.

میکاییلی و همکاران (Mikaeili et al., 2009) به بررسی شیمی کانی‌ها، زمین‌شیمی و بررسی دگرسانی‌ها در

گرانیتوئیدهای نوع I جدایش یافته از پوسته در کمان‌های قاره‌ای هستند. همچنین، داده‌های ایزوتوپی اورانیم-سرب آنها روی زیرکن گرانیت‌ها، سن تبلور را ۱۶۵ میلیون (ژوراسیک) را نشان داد.

از آنجایی که تورمالین کانی مهمی در بررسی فرایندهای سنگ‌زایی است و در محیط‌های گوناگون گرمایی تا دگرگونی و ماگمایی پدید می‌آید (مانند: [Van Hinsberg et al., 2011](#); [Singh and Srivastava, 2023](#); [Liu et al., 2023](#)), هدف این بررسی سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی تورمالین، بررسی روابط پاراژنتیکی این کانی و بررسی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی تورمالین‌ها، تعیین فرمول ساختاری و بررسی شرایط پیدایش این کانی در منطقه الیگودرز و آستانه است.

جایگاه جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه

مجموعه آذرین درونی بررسی شده با کشیدگی شمال‌باختری- جنوب‌خاوری به صورت موازی تا نیمه‌موازی با راستای پهنه سنندج-سیرجان و میان طول جغرافیایی $49^{\circ}15'$ تا $49^{\circ}57'$ خاوری و عرض جغرافیایی $33^{\circ}25'$ تا $33^{\circ}55'$ شمالی جای دارد. در پهنه‌بندی‌های زمین‌شناسی ایران، بروزدهای بررسی شده، بخشی از پهنه زمین‌ساختاری سنندج-سیرجان با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری به‌شمار می‌روند. تورمالین‌زایی در این مناطق در پهنه دگرسانی کنار توده آذرین درونی دیده می‌شود و تحت‌تأثیر توده آذرین درونی بر سنگ‌های پلیتی در ارتباط با سیستم گرمایی و نیز سیستم ماگمایی و گرمایی رخ داده است. توده گرانیتوئیدی آستانه در استان مرکزی در نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ خرم‌آباد، در فاصله ۴۰ کیلومتری جنوب‌باختری شهرستان اراک و ۶ کیلومتری جنوب‌شازند میان طول‌های جغرافیایی $49^{\circ}17'$ تا $49^{\circ}22'$ خاوری و عرض‌های جغرافیایی $33^{\circ}46'$ تا $33^{\circ}54'$ شمالی در گستره‌ای به بزرگی نزدیک به ۳۰ کیلومتر مربع جای دارد و بخشی از پهنه سنندج-سیرجان در باختر ایران به‌شمار می‌رود. توده گرانیتوئیدی آستانه در شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های وابسته به ژوراسیک نفوذ کرده است و باعث دگرگونی این تهنشست‌ها در حد رخساره آلبیت-اپیدوت هورنفلس و در نواحی محدودی در حد رخساره هور نبلند-

گرانیتوئید آستانه پرداختند. به باور آنها دگرسانی پروپلیتیک از گسترده‌ترین دگرسانی‌ها در این توده است. طهماسبی و همکاران ([Tahmasebi et al., 2009](#)) تورمالین‌زایی در توده گرانیتوئیدی آستانه را بررسی کرده‌اند و مسطح‌بودن الگوی عنصرهای خاکی کمیاب در گرهم‌های تورمالین را گواهی بر تحرک عنصرهای خاکی کمیاب سبک در پی دگرسانی دانسته‌اند که به افزایش ناچیز HREE/LREE در این تورمالین‌ها انجامیده است.

طهماسبی و احمدی‌خلجی ([Tahmasbi and Ahmadi Khalaji, 2009](#)) با کمک ویژگی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی گرانیتوئیدهای منطقه بروجرد و آستانه (پهنه سنندج-سیرجان)، ژرفای تقریبی و پیدایش‌های ماگمای خاستگاه این سنگ‌ها را بررسی کرده‌اند. بر پایه این بررسی، محتمل‌ترین خاستگاه ماگمای مادر سنگ‌های گرانیتوئیدی، ذوب پوسته زیرین با ترکیب آمفیبولیت همراه با متاپلیت‌های منطقه خاستگاه است.

طهماسبی و همکاران ([Tahmasebi et al., 2010](#)) با بررسی‌های زمین‌شیمیایی، خاستگاه توده گرانیتوئیدی آستانه را بررسی کرده‌اند و خاستگاه ماگمای مادر کوارتز دیوریتی آستانه را ذوب‌بخشی خاستگاهی آمیخته مرکب از آمفیبولیت و رسوباتی دانسته‌اند که در هنگام فرورانش نفوتتیس به زیر سکوی ایران در ژوراسیک میانی فرورانده شده است.

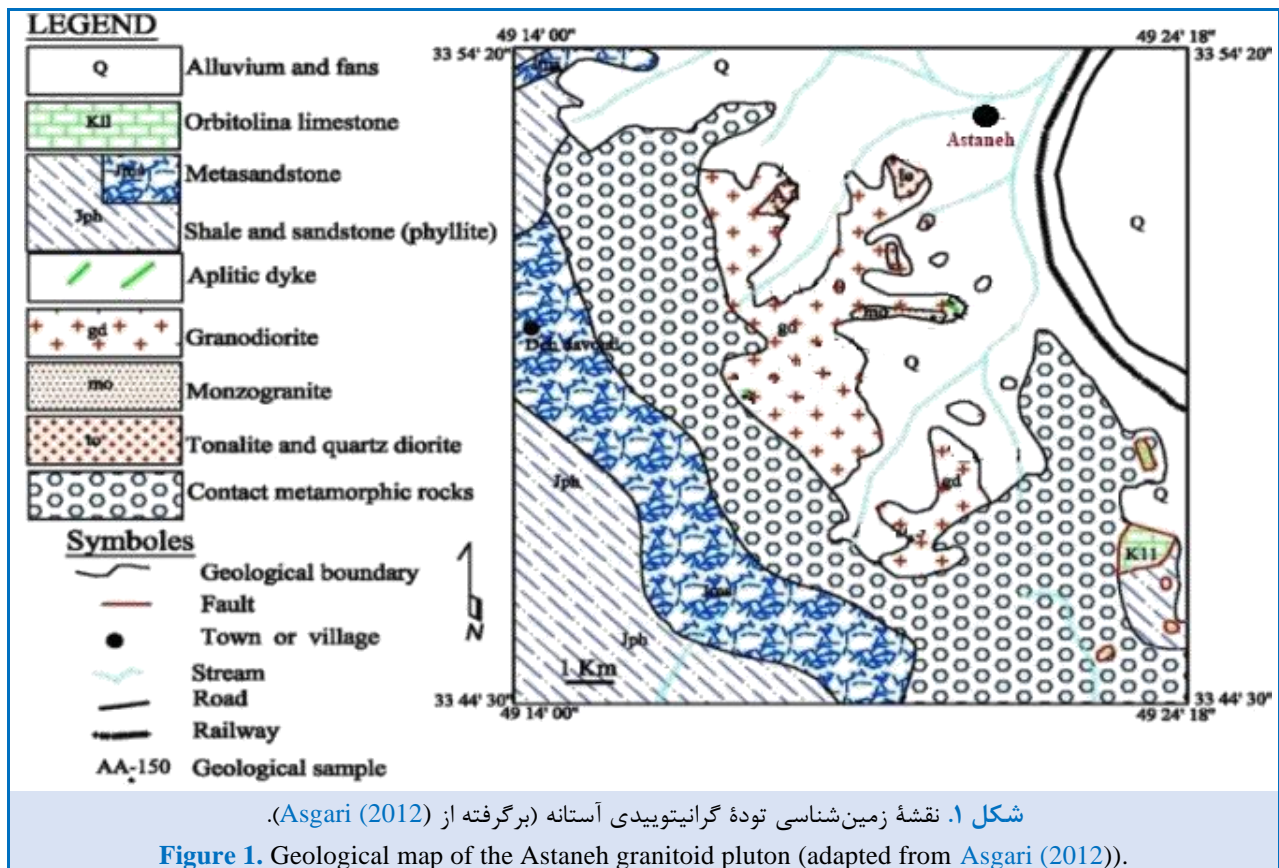
مسعودی و همکاران ([Masoudi et al., 2010](#)) توده‌های گرانیتوئیدی اراک-بروجرد را به روش اورانیم-سرب سن‌سنجی کرده‌اند و سن ۱۷۰ میلیون سال پیش را برای توده‌های گرانیتوئیدی آستانه و کمپلکس بروجرد به‌دست آورده‌اند.

عسگری ([Asgari, 2012](#)) به بررسی زمین‌شیمی، زمین‌ساخت و سنگ‌نگاری توده گرانیتوئیدی آستانه اراک پرداخته است و ماگمای سازنده این توده گرانیتوئیدی را وابسته به ماگماتیسیم کمان‌های آتشفشانی حاشیه قاره‌ها دانسته است که در پی فرورانش پوسته اقیانوسی نفوتتیس به زیر سکوی قاره‌ای ایران رخ داده است.

بررسی‌های زمین‌شیمیایی و ژئوکرونولوژی اثنی‌عشری و همکاران ([Esna-Ashari et al., 2012](#)) روی کمپلکس گرانیتوئیدی الیگودرز نشان داد این گرانیتوئیدها همانند

دگرگونی شاره حاصل از سرد شدن توده، پیدایش رگه‌های کوارتز تورمالین و نفوذ دایک‌های میکروگرانودیوریتی در سنگ‌های منطقه رخ داده‌اند.

هورنفلس شده است. توده آذرین درونی در شیست‌های سیاه رنگ ژوراسیک تزریق شده است که حاصل این تزریق پیدایش هاله دگرگونی در نزدیکی بلافصل توده با سنگ‌های میزبان است (شکل ۱). پس از پیدایش هاله



دگرسانی گرمایی در توده آذرین درونی انجامیده است. از این رو، تغییرات کانی‌شناسی متناسب با ترکیب گرمایی‌ها در توده گرانیتویدی روی داده است. عملکرد گرمایی‌ها رخداد دگرسانی‌های گوناگون در منطقه را به دنبال داشته است که از میان آنها می‌توان دگرسانی فیلیک (گسترده‌ترین)، پروپلیتیک، آرژیلیک حد واسط و سیلیس‌زایی را نام برد. گفتنی است دگرنهادی پتاسیک-سدیک نیز در منطقه رخ داده است. توده‌های گرانیتویدی در منطقه لیگودرز در نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ گلاپایگان جای گرفته‌اند. کمپلکس گرانیتویدی لیگودرز در منطقه‌ای به بزرگی ۸۰ کیلومتر مربع و میان مختصات جغرافیایی ۳۳°۲۳' تا ۳۴°۰۰' عرض شمالی و ۴۹°۳۲' تا ۵۰° طول خاوری در پهنه سنج-سیرجان و در زمان ژوراسیک میانی (سن گرانیت‌ها: ۱۶۵ ± ۵ میلیون سال پیش) در طول

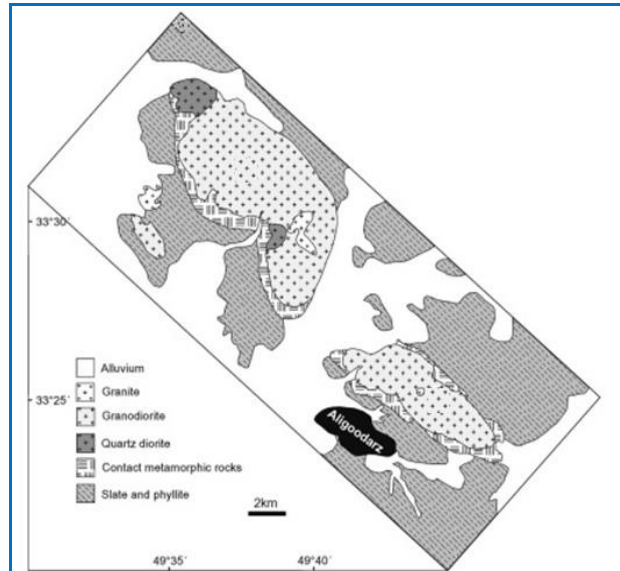
در این منطقه دو نوع دگرگونی ناحیه‌ای و همبری دیده می‌شوند که در این میان گستردگی دگرگونی ناحیه‌ای بیشتر است. سنگ‌های تهنشستی تریاس بالایی-ژوراسیک (شیل و ماسه‌سنگ) در حد رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند و فیلیت و شیست را پدید آورده‌اند. نشانه‌هایی از دگرگونی همبری در باختر و جنوب توده و بیشتر به صورت هورنفلس در فاصله توده آستانه و فیلیت‌ها دیده می‌شود. بیوتیت‌گرانیت‌ها از دیگر واحدهای درون منطقه هستند که کمتر دچار دگرسانی شده‌اند و گمان می‌رود از واحدهای دیگر جوان‌تر باشند. از ویژگی‌های مهم این توده عملکرد رگه‌های کوارتز سولفید، کوارتز تورمالین و دایک‌های گرانیتویدی است که توده آذرین درونی را تحت تأثیر قرار داده‌اند و از جدیدترین واحدهای منطقه به‌شمار می‌آیند. عملکرد آگون‌های جوی و ماگمایی به

در تصویرهای میکروسکوپی برگرفته از وار (Warr, 2021) هستند. برای شناسایی دقیق نوع تورمالین‌ها، نمونه‌ها برای انجام تجزیه به روش زیرکاو الکترونی به آزمایشگاه مرکز فرآوری مواد معدنی ایران (کرج) فرستاده شدند. شش نمونه از تورمالین‌های این سنگ‌ها با دستگاه ریزکاو الکترونی EPMA مدل SX-100، ساخت شرکت Cameca فرانسه در شرایط ولتاژ 15KV، شدت جریان 20NA تجزیه شدند. در این روش، 16 نقطه تجزیه شد و داده‌های اندازه‌گیری شده به صورت اکسید عنصرهای اصلی گزارش شد (جدول ۱). فرمول ساختاری تورمالین بر پایه ۳۱ آنیون (OH, O) به دست آورده شد و کل آهن به صورت دو ظرفیتی فرض شده است (جدول ۱). سپس با به کارگیری نرم‌افزار داده‌های کاتیونی سازنده تورمالین‌ها در نمودارهای گوناگون رسم و بررسی شدند.

سنگ‌نگاری توده گرانیتوئیدی آستانه

توده گرانیتوئیدی آستانه بیشتر در بردارنده طیفی از سنگ‌های گرانیتوئیدی شامل گرانودیوریت، کوارتزدیوریت و تونالیت با بافت‌های گوناگون، مانند گرانولار و پویی کیلیتیک است (شکل‌های ۳-A و ۳-C). در پی رفتار محلول‌های گرمایی در منطقه، دگرسانی‌های گوناگونی مانند دگرسانی فلیک، پروپلیتیک (حضور کانی‌های اپیدوت، کلریت، آلبیت، اسفن، پیریت و کوارتز)، آرژیلیک حد واسط و سیلیسی شدن رخ داده‌اند. دگرسانی پتاسیک-سدیک نیز در منطقه رخ داده است و به دنبال رفتار محلول‌های سرشار از پتاسیم، مسکوویت‌های ثانویه با اندازه کمابیش بزرگ پدید آمده‌اند. در پی رخداد دگرسانی سدیک در منطقه، تغییرات کانی‌شناسی مانند آلبیتی شدن پلاژیوکلازها روی داده است. تورمالینی شدن از دیگر دگرسانی‌های رخ داده در منطقه است که به صورت لکه‌های سیاهی در گرانیتوئیدها به چشم می‌خورد که تحت تأثیر سیال‌های گرمایی سرشار از بور پدید آمده‌اند. این تورمالین‌ها در برابر تورمالین‌های گرانیتوئیدهای الیگودرز بی‌شکل‌تر هستند. بیشتر این تورمالین‌ها حالت روزنه‌ای دارند و یا به صورت ورشده روی فلدسپارها پدیدار شده‌اند. گاه شکستگی‌های موازی با بافت جدا شده و تکه‌تکه^۱ در آنها دیده می‌شود که با کوارتز پر شده است (شکل‌های ۳-D و ۳-H).

یک حاشیه فعال قاره‌ای جای گرفته است (Esna-Ashari et al., 2012). خوره (K) و ملاطالب (M) دو رخنمون اصلی این منطقه هستند (شکل ۲).



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی از کمپلکس گرانیتوئیدی الیگودرز (برگرفته از Esna-Ashari et al., 2012).

Figure 2. Geological map of the Aligudarz granitoid complex (Esna-Ashari et al., 2012).

این توده‌ها به صورت شمال‌باختری- جنوب‌خاوری گسترش دارند و با جهت پهنه سنندج-سیرجان به صورت موازی تا نیمه موازی هستند. در شکل ۲ یک نقشه سنگ‌شناسی از کمپلکس الیگودرز آورده شده است. این کمپلکس از کوارتزدیوریت تا گرانودیوریت و گرانیت تغییر ترکیب می‌دهد. گرانودیوریت‌ها فراوان‌ترین واحد سازنده این کمپلکس هستند و پس از آنها کوارتزدیوریت و سپس گرانیت‌ها جای می‌گیرند. گرانیت‌ها به صورت دایک یا به صورت استوک‌های کوچک درون گرانودیوریت‌ها نفوذ کرده‌اند. بر پایه بررسی‌های صحرائی، کوارتزدیوریت در برابر گرانیت و گرانودیوریت سن قدیمی‌تری دارد (Esna-Ashari et al., 2012).

روش انجام پژوهش

پس از نمونه‌برداری از سنگ‌های تورمالین‌دار، مقاطع نازک تهیه شدند. مقاطع نازک با میکروسکوپ پلاریزان OLYMPUS مدل BH2 بررسی شدند. نام اختصاری کانی‌ها

¹ Pull-apart texture

جدول ۱. داده‌های ریزکاو الکترونی تورمالین‌های گرانیتوئیدهای آستانه و الیگودرز، به همراه فرمول ساختاری به دست آمده (بر پایه ۳۱ آنیون O، OH و F)، نسبت‌های کاتیونی، R_2^* ، R_2 ، R_1+R_2 و R_3 .

Table 1. Electron microprobe analyses of tourmalines from the Astaneh and Aligudarz granitoids, together with their calculated structural formulas (based on 31 anions O, OH, and F), cation ratios, and the values of R_2^* , R_2 , R_1+R_2 , and R_3 .

Region	Astaneh							
	Tur-1a	Tur-2a	Tur-3a	Tur 4a	Tur-5a	Tur-6a	Tur-7a	Tur-8a
Sample No.								
SiO ₂	36.03	36.28	36.32	36.65	36.54	36.62	36.25	36.34
TiO ₂	0.27	0.18	0.11	0.23	0.32	0.38	0.92	0.89
Al ₂ O ₃	34.68	35.36	34.24	33.38	33.19	32.96	32.42	32.69
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00
FeO	10.58	10.13	9.56	9.39	9.65	9.23	7.38	7.03
MgO	2.54	3.01	3.09	3.72	4.01	4.18	6.05	6.13
CaO	0.09	0.11	0.23	0.33	0.35	0.39	1.15	1.01
MnO	0.14	0.06	0.05	0.17	0.16	0.15	0.03	0.04
ZnO	0.11	0.21	0.26	0.23	0.19	0.17	0.00	0.00
Na ₂ O	1.61	1.65	1.59	1.96	2.00	2.03	1.67	1.53
K ₂ O	0.03	0.00	0.04	0.04	0.02	0.01	0.04	0.04
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.14
H ₂ O*	3.64	3.69	3.64	3.66	3.66	3.66	3.61	3.61
B ₂ O ₃ *	10.56	10.70	10.55	10.61	10.61	10.60	10.64	10.65
Li ₂ O*	0.30	0.00	0.36	0.42	0.33	0.39	0.37	0.33
Total	100.60	101.65	100.06	100.80	101.06	100.78	100.67	100.42
O=F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.06
Total*	100.60	101.65	100.06	100.80	101.06	100.78	100.61	100.36
Si	36.03	36.28	36.32	36.65	36.54	36.62	36.25	36.34
Al T	0.27	0.18	0.11	0.23	0.32	0.38	0.92	0.89
B	34.68	35.36	34.24	33.38	33.19	32.96	32.42	32.69
Al Z	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00
Al Y	10.58	10.13	9.56	9.39	9.65	9.23	7.38	7.03
Ti	2.54	3.01	3.09	3.72	4.01	4.18	6.05	6.13
Al T+Z+Y	0.09	0.11	0.23	0.33	0.35	0.39	1.15	1.01
Fe ²⁺	0.14	0.06	0.05	0.17	0.16	0.15	0.03	0.04
Mg	0.11	0.21	0.26	0.23	0.19	0.17	0.00	0.00
Mn	1.61	1.65	1.59	1.96	2.00	2.03	1.67	1.53
Cr	0.03	0.00	0.04	0.04	0.02	0.01	0.04	0.04
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.14
Li*	3.64	3.69	3.64	3.66	3.66	3.66	3.61	3.61
ΣY	10.56	10.70	10.55	10.61	10.61	10.60	10.64	10.65
Ca	0.30	0.00	0.36	0.42	0.33	0.39	0.37	0.33
Na	100.60	101.65	100.06	100.80	101.06	100.78	100.67	100.42
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.06
T+Z+Y	100.60	101.65	100.06	100.80	101.06	100.78	100.61	100.36
Ideal T+Z+Y	36.03	36.28	36.32	36.65	36.54	36.62	36.25	36.34
X-Site	0.27	0.18	0.11	0.23	0.32	0.38	0.92	0.89
OH	34.68	35.36	34.24	33.38	33.19	32.96	32.42	32.69
Fe/(Fe+Mg)	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00
Na/(Na+Ca)	10.58	10.13	9.56	9.39	9.65	9.23	7.38	7.03
FeO/(FeO+MgO)	2.54	3.01	3.09	3.72	4.01	4.18	6.05	6.13
R ₂ *	0.09	0.11	0.23	0.33	0.35	0.39	1.15	1.01
R ₂	0.14	0.06	0.05	0.17	0.16	0.15	0.03	0.04
R ₁ +R ₂	0.11	0.21	0.26	0.23	0.19	0.17	0.00	0.00
R ₃	1.61	1.65	1.59	1.96	2.00	2.03	1.67	1.53

جدول ۱. ادامه.

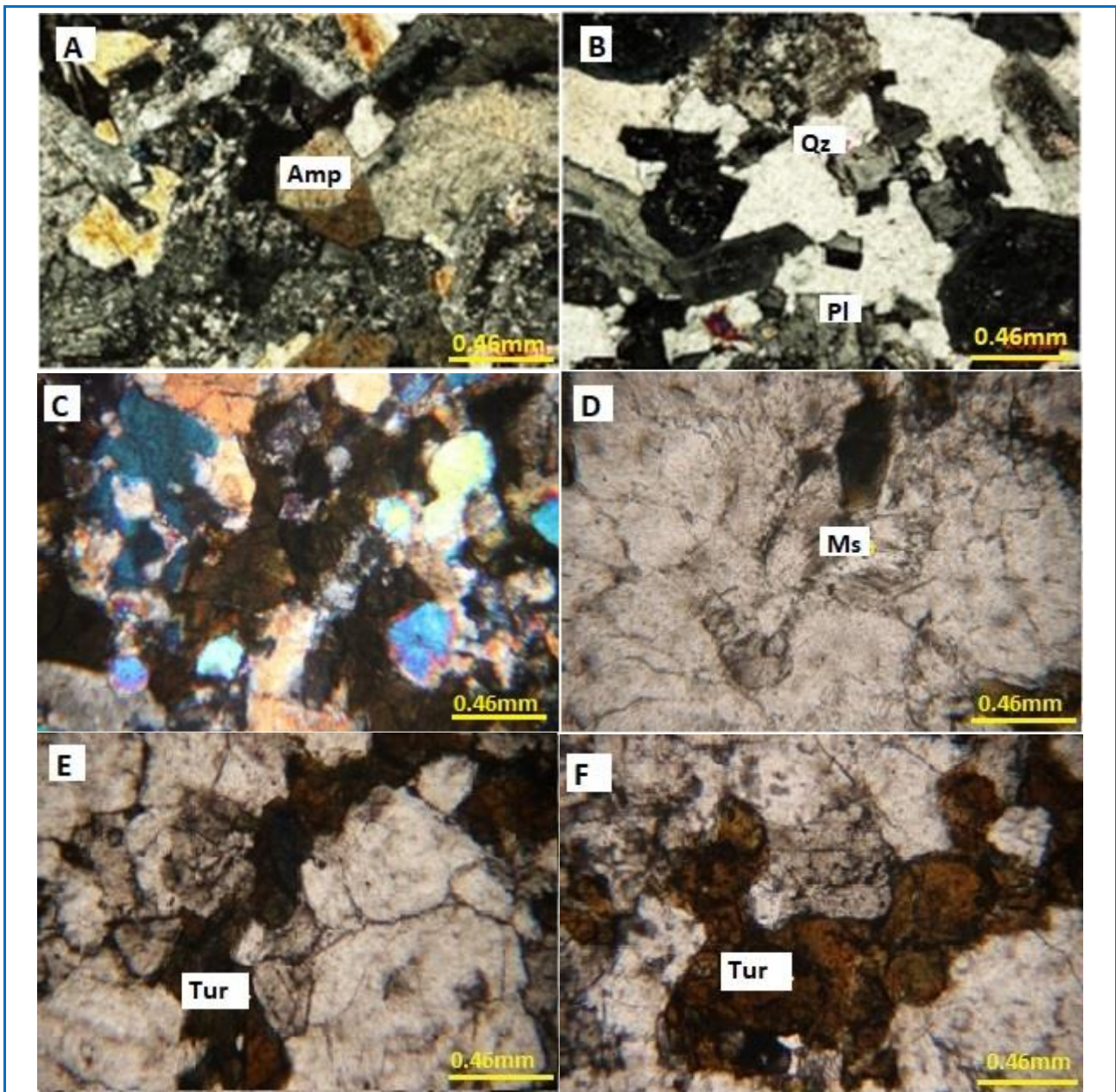
Table 1. Continued.

Region	Astaneh		Aligudarz						
	Sample No.	Tur9a	Tur10g	Tur11g	Tur12g	Tur13g	Tur14g	Tur15g	Tur16g
SiO ₂		36.16	36.24	36.22	35.36	35.22	35.48	35.18	35.07
TiO ₂		1.08	1.02	0.89	0.35	0.24	0.20	0.32	0.37
Al ₂ O ₃		32.06	32.43	32.95	37.37	37.54	38.18	38.23	38.05
Cr ₂ O ₃		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO		7.58	7.49	7.36	7.49	7.92	7.16	6.52	6.31
MgO		6.18	6.14	6.09	3.57	3.14	3.44	3.83	4.08
CaO		1.01	0.93	1.00	0.56	0.35	0.44	0.52	0.57
MnO		0.04	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZnO		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O		1.67	1.54	1.61	1.49	1.46	1.37	1.36	1.38
K ₂ O		0.04	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F		0.16	0.18	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O*		3.58	3.58	3.62	3.71	3.70	3.73	3.73	3.72
B ₂ O ₃ *		10.61	10.63	10.68	10.77	10.71	10.82	10.80	10.79
Li ₂ O*		0.30	0.26	0.29	0.42	0.38	0.40	0.39	0.38
Total		100.47	100.54	100.94	101.09	100.65	101.22	100.88	100.72
O=F		0.07	0.08	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total*		100.41	100.46	100.88	101.09	100.65	101.22	100.88	100.72
Si		5.92	5.93	5.89	5.71	5.71	5.70	5.66	5.65
Al T		0.08	0.08	0.11	0.29	0.29	0.30	0.34	0.35
B		3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al Z		6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Al Y		0.12	0.17	0.21	0.82	0.89	0.93	0.91	0.88
Ti		0.13	0.13	0.11	0.04	0.03	0.02	0.04	0.05
Al T+Z+Y		6.19	6.25	6.32	7.11	7.18	7.23	7.25	7.23
Fe ²⁺		1.04	1.02	1.00	1.01	1.08	0.96	0.88	0.85
Mg		1.51	1.50	1.48	0.86	0.76	0.82	0.92	0.98
Mn		0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Zn		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Li*		0.20	0.17	0.19	0.27	0.25	0.26	0.25	0.25
ΣY		3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Ca		0.18	0.16	0.17	0.10	0.06	0.08	0.09	0.10
Na		0.53	0.49	0.51	0.47	0.46	0.43	0.42	0.43
K		0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
T+Z+Y		15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
Ideal T+Z+Y		15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00	15.00
X-Site		0.28	0.34	0.31	0.44	0.48	0.50	0.49	0.47
OH		3.92	3.91	3.93	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Fe/(Fe+Mg)		0.41	0.41	0.40	0.54	0.59	0.54	0.49	0.47
Na/(Na+Ca)		0.75	0.75	0.74	0.83	0.88	0.85	0.83	0.81
FeO/(FeO+MgO)		0.55	0.55	0.55	0.68	0.72	0.68	0.63	0.61
R ₂ *		2.67	2.70	2.70	2.69	2.73	2.72	2.71	2.71
R ₂		0.29	0.34	0.36	0.87	0.93	0.96	0.96	0.94
R ₁ +R ₂		3.26	3.18	3.17	2.43	2.35	2.29	2.31	2.36
R ₃		6.37	6.42	6.47	7.17	7.22	7.26	7.30	7.29

از این رو، در بررسی‌های میکروسکوپی چندان نمی‌توان آن را شناسایی کرد. مجموعه‌ای از دایک‌های میکروگرانودیوریتی و آپلیتی و رگه‌های کوارتز - تورمالین کانی‌زایی شده به این توده هجوم آورده‌اند. برخی از این دایک‌ها در پی نفوذ سیال‌های گرمایی بسیار دگرسان شده‌اند.

تونالیت و کوارتز دیوریت با رنگ تیره‌تر و با درصد بیشتر پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول‌ها و میزان کمتر آلکالی‌فلدسپار از گرانودیوریت‌ها شناسایی می‌شوند. کوارتز دیوریت‌ها فراوانی کمتر و بافت تمام‌بلورین و پویی کیلیتیک دارند. در این مجموعه پلاژیوکلازها (نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با ماکل پلی‌سینتتیک و زونینگ‌دار هستند که گاه به اپیدوت و سریسیت تجزیه شده‌اند)، فنوکریست‌های آمفیبول (گاه به کلریت یا بیوتیت تجزیه شده‌اند)، بیوتیت (که گاه کلریتی شده‌اند) و به میزان کمتر آلکالی‌فلدسپار و کوارتز (به صورت بلورهای نیمه‌شکل تا بی‌شکل با خاموشی موجی) از کانی‌های اصلی سازنده و زیرکن و آپاتیت \pm اسفن از مهم‌ترین کانی‌های فرعی به‌شمار می‌روند. کانی‌های سریسیت، کلریت، اپیدوت و کلسیت نیز از کانی‌های دگرسان این مجموعه هستند. گاهی نیز به میزان کم تورمالین به صورت کانی دگرسان در زمینه یا به صورت رگه‌های کوارتز - تورمالینی دیده می‌شود. بر پایه بررسی‌های طهماسبی و خلجی (Tahmasebi and Ahmadi Khalaji, 2009)، در برخی نمونه‌های کوارتز دیوریتی آستانه، ارتوپروکسن نیز گزارش شده است. تونالیت‌ها با بافت گرانولار و پویی کیلیتیک از کانی‌های پلاژیوکلاز، بلورهای کوارتز (بی‌شکل و با خاموشی موجی که گاه به صورت بی‌شکل فضاهای تهی میان بلورها را پر می‌کند و خود پیامد باز تبلور است) به همراه آلکالی‌فلدسپار (ارتوز و میکروکلین دگرسان شده به کانی‌های سریسیت و رسی)، بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار بیوتیت و آمفیبول ساخته شده‌اند.

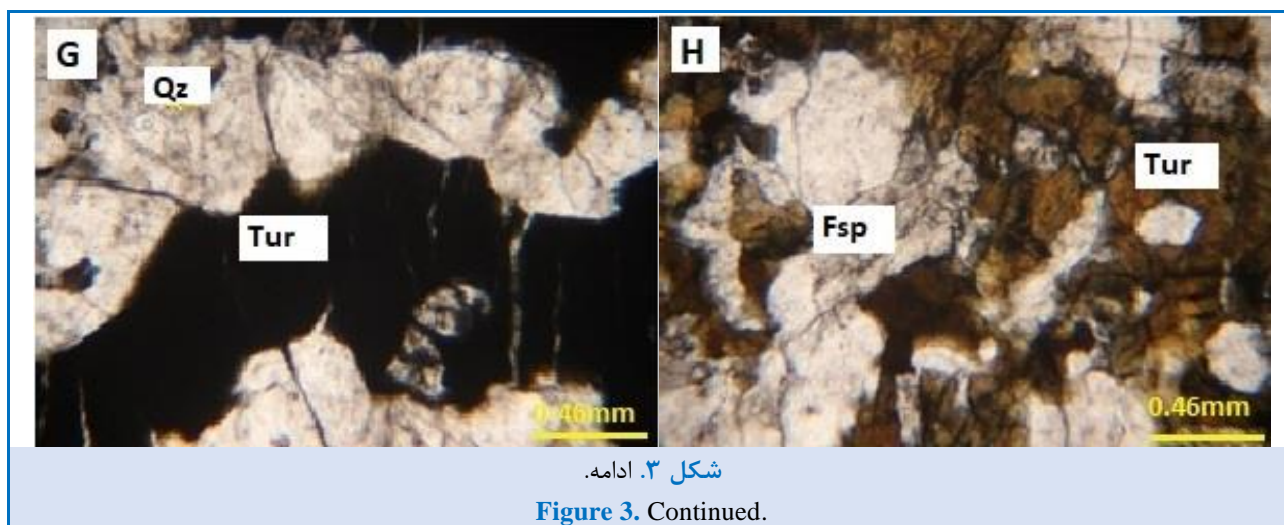
گرانودیوریت‌ها فراوان‌ترین بخش توده گرانیتیویدی آستانه هستند که بسیار هوازده شده‌اند؛ هرچند سنگ‌هایی با این ترکیب که کمتر تجزیه شده باشند نیز دیده می‌شوند. بیشتر این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری دیده می‌شوند و در مقاطع میکروسکوپی با بافت گرانولار و پویی کیلیتیک و گاه بافت گرافیک شناخته می‌شوند. بافت گرافیک نشان‌دهنده تبلور اتکتیک، همزمان و آرام کوارتز و پتاسیم‌فلدسپار از مذابی در حال سرد شدن در ژرفای کم و در فشار آب کم (Clarke, 1992) است. این مجموعه سنگی با حضور کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، آلکالی‌فلدسپار و آمفیبول شناخته می‌شود. کانی‌های فرعی این توده‌ها تورمالین، زیرکن و آپاتیت هستند. کلریت، اپیدوت، سریسیت و کانی‌های رسی از کانی‌های ثانویه هستند که کمابیش در بیشتر نمونه‌ها یافت می‌شوند. کوارتز در مقاطع میکروسکوپی با خاموشی موجی دیده می‌شود که نشان‌دهنده اثر فشارهای زمین‌ساختی بر سنگ است. پلاژیوکلازها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، با ماکل پلی‌سینتتیک و خاموشی منطقه‌ای هستند و در پی دگرسانی به سریسیت و اپیدوت تجزیه شده‌اند. بیوتیت فراوان‌ترین کانی مافیک در این سنگ‌ها به‌شمار می‌رود. آمفیبول نیز به حالت منشوری شکل‌دار یا نیمه‌شکل‌دار در مقاطع دیده می‌شود. بیوتیت به صورت درون‌رشدی با هورنبلند دیده می‌شود که گویای تبلور همزمان این دو کانی است. بر پایه بررسی‌های طهماسبی و خلجی (Tahmasebi and Khalaji, 2009)، در بخش‌هایی که دچار پهنه‌های برشی بوده‌اند جهت‌گیری کانی‌ها (به‌ویژه بیوتیت‌ها) دیده می‌شود که می‌تواند گویای رخداد دگرگونی دینامیکی در منطقه باشد. این سنگ‌ها در بخش‌های حاشیه‌ای آندالوزیت نیز دارند که البته در پی واکنش با سیال‌های ماگمایی پتاسیم‌دار بیشتر به سریسیت و یا مسکوویت دگرسان شده‌اند. این پدیده نشان‌دهنده رخداد دگرگونی پس‌رونده در سنگ‌هاست و



شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی از گرانیتویدهای آستانه. **A**) بلورهای آمفیبول، کوارتز و پلاژیوکلاز سریسیته شده؛ **B, C**) بافت گرانولار و پویی کیلیتیک؛ **D**) مسکوویت در مرکز تصویر و تورمالین، فلدسپار و کوارتز در اطراف؛ **E, F**) تورمالین‌ها به صورت روزنه‌ای و رگه‌ای میان کوارتزها دیده می‌شوند؛ **G**) بافت تکه‌تکه در تورمالین که شکاف‌های آن با کوارتز پر شده است؛ **H**) پلاژیوکلاز دگرسان شده در وسط و تورمالین‌ها در حاشیه (رورشدی تورمالین روی فلدسپار؛ بافت روکشی^۲) (تورمالینی شدن بسیار پرشتاب بوده است و از این‌رو، فلدسپارها ماکل خود را حفظ کرده‌اند).

Figure 3. Photomicrographs of the Astaneh granitoids. **A**) Amphibole, quartz, and sericitized plagioclase crystals; **B, C**) Granular and poikilitic textures; **D**) Muscovite at the center of the image, surrounded by tourmaline, eldspar, and quartz; **E, F**) Tourmaline occurring in interstitial (pore-filling) and veinlet forms between quartz grains; **G**) Pull-apart texture in tourmaline, with fractures filled by quartz; **H**) Altered plagioclase in the center and tourmaline at the margins (tourmaline overgrowth on feldspar; Overgrowth texture) (Tourmalinization was very rapid, and therefore feldspars preserved their twinning).

² Overgrowth



شکل ۳. ادامه.

Figure 3. Continued.

سنگ‌نگاری توده‌های گرانیتوئیدی الیگودرز

توده گرانیتوئیدی الیگودرز بیشتر از سنگ‌های آذرین اسیدی تا حد واسط با ترکیب گرانیت، گرانودیوریت و کوارتز دیوریت ساخته شده است. این سنگ‌ها در ابعاد درشت‌دانه تا متوسط هستند. کانی‌شناسی این سنگ‌ها شامل کوارتز، پتاسیم‌فلدسپار، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکوویت، آمفیبول و کانی‌های فرعی تورمالین، آپاتیت، زیرکن و گارنت و کانی‌های ثانویه کلریت، اپیدوت و سریسیت است. بر پایه بررسی‌های محمدی و دیگران (Mohammadi et al., 2010)، در بخش‌هایی از سنگ‌های منطقه آندالوزیت به چشم می‌خورد. همچنین، رگه‌های کوارتز - تورمالین در پیرامون منطقه دیده می‌شوند. از بافت‌های دیده‌شده در این مجموعه می‌توان گرانولار، پورفیریتیک و پویی‌کلاستیک را نام برد (شکل ۴-۱). کانی کلریت از دگرسانی بیوتیت پدید آمده است و گاه با پیدایش اسفن همراه است. همچنین، گاه مسکوویت پدیدآمده از تجزیه بیوتیت نیز در کنار بیوتیت‌ها دیده می‌شود. در برخی نمونه‌ها نیز سریسیت‌های حاصل از تجزیه پلاژیوکلاز درشت‌تر شده‌اند و مسکوویت‌های ثانویه را پدید آورده‌اند. پلاژیوکلازهایی که حالت منطقه‌بندی دارند، در راستای بخش‌های کلسیک، دچار تجزیه شده‌اند. به‌طور کلی فلدسپارها که بخش بزرگی از این سنگ‌ها را دربر گرفته‌اند در پی هوازدگی با کانی‌های رسی و ورقه‌های سریسیت جایگزین شده‌اند.

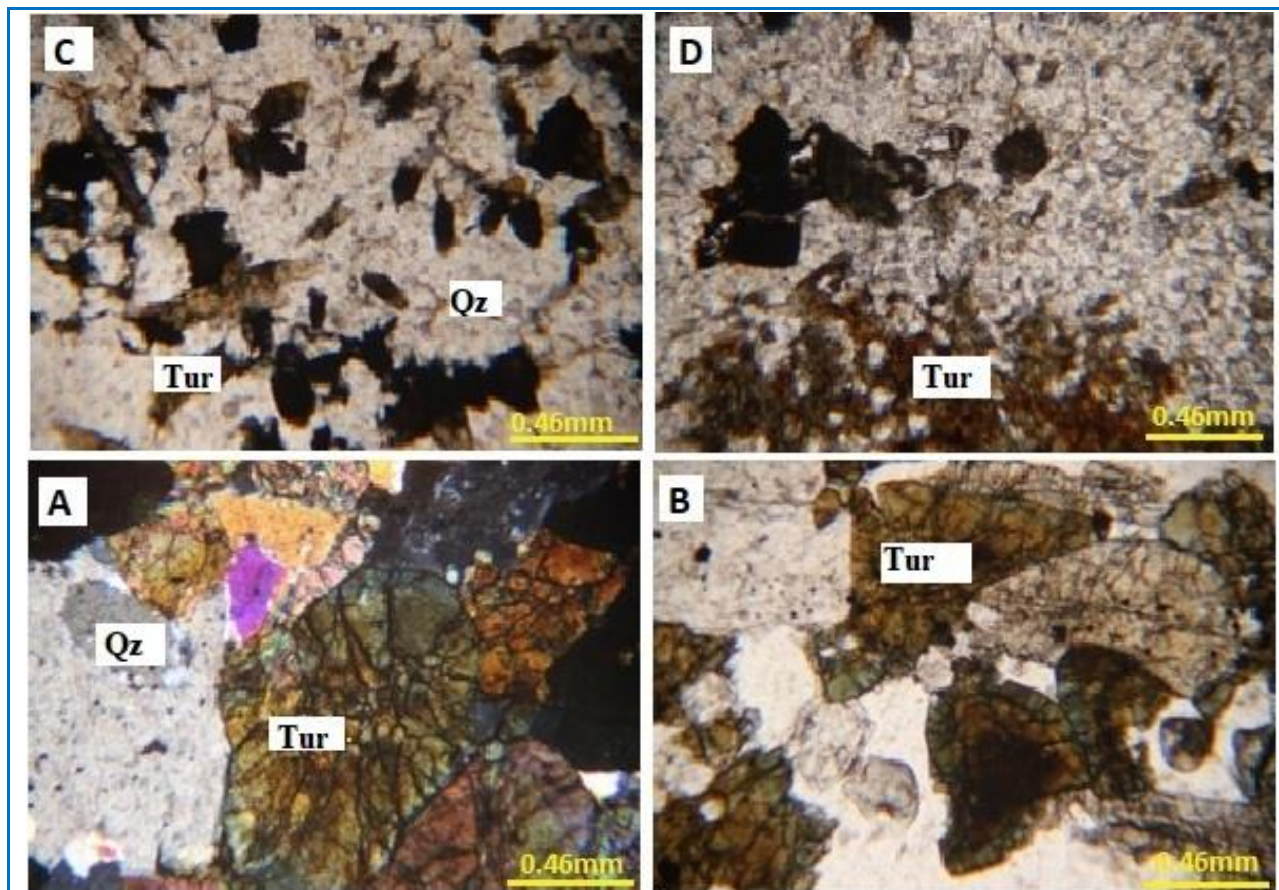
کانی‌های اصلی گرانیت‌ها شامل کوارتز،

پتاسیم‌فلدسپار و پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی این مجموعه شامل بیوتیت، مسکوویت، تورمالین و آپاتیت هستند. بیوتیت‌ها گاهی کلریتی شده‌اند و فلدسپارها سریسیتی شده‌اند. تورمالین به‌صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و با چندرنگی وارونه قهوه‌ای تا سبز و گاه با پدیده زونینگ دیده می‌شود (شکل ۴-۲). تورمالین‌ها به‌صورت سوزنی‌شکل (نشانه تند سردشدن) یا آمیبی و بی‌شکل در مقاطع دیده می‌شوند. بافت‌های اسکلتی و آمیبی ناپایداری تورمالین را نشان می‌دهند و این بافت گویای نبود تعادل با کوارتز است (شکل‌های ۴-۲ و ۴-۳). درون تورمالین‌ها گاه میانبرهای کوارتز و کانی‌های کدر دیده می‌شوند. کانی کدر در مقاطع گاه به‌صورت مستقل دیده می‌شود و گاه جانشین تورمالین‌ها شده است و اثر محلول‌های گرمابی و کانسنگ‌ساز روی تورمالین را نشان می‌دهد (شکل ۴-۳). شکستگی در تورمالین‌ها (بافت کاتاکلاستیک) از دیگر ویژگی‌های دیده‌شده در این مقاطع است (شکل ۴-۴).

گرانودیوریت‌ها دانه درشت تا دانه متوسط هستند و از مجموعه کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و پتاسیم‌فلدسپار و از کانی‌های فرعی تورمالین، آپاتیت و زیرکن ساخته شده‌اند. پلاژیوکلازها بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند و با زونینگ و منطقه‌بندی شناخته می‌شوند. پدیده زونینگ می‌تواند نشان‌دهنده نبود تعادل مذاب و کانی و نیز پیامد تغییرات فشار و یا بخار آب باشد (Hawkins and Allan, 1994). پلاژیوکلازها گاهی

سازنده کوارتز دیوریت‌ها به‌شمار می‌روند. در پیرامون پلاژیوکلازها گاهی رورشدی‌هایی از آل‌بیت نیز دیده می‌شود. آمفیبول‌ها شکل دار تا نیمه‌شکل دار و به رنگ‌های سبز و قهوه‌ای در مقاطع دیده می‌شوند. بیوتیت‌ها نیز شکل دار تا نیمه‌شکل هستند. گاه پلاژیوکلازها به سریست و آمفیبول و بیوتیت به کلریت تجزیه شده‌اند.

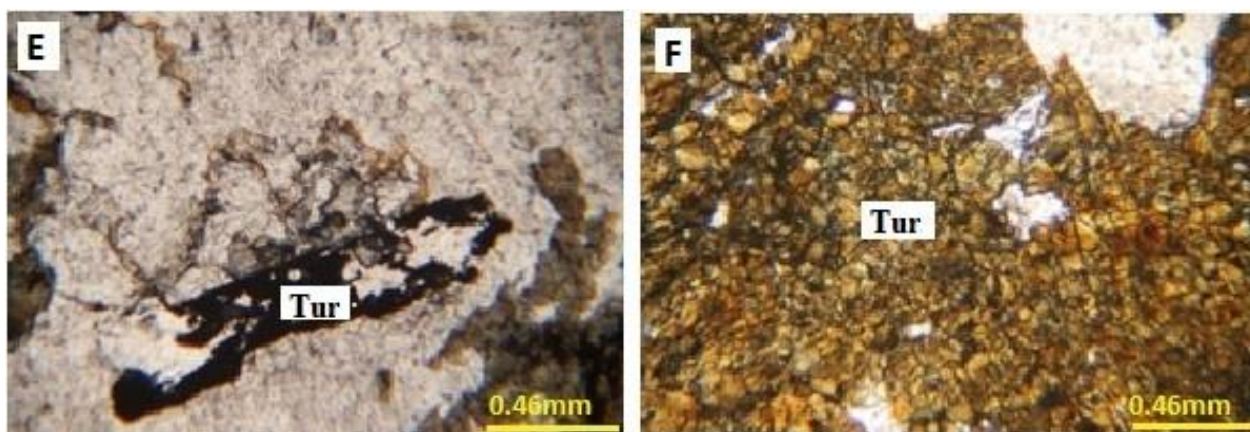
سریستی شده‌اند. بیوتیت به‌صورت شکل دار تا نیمه‌شکل دار در مقاطع دیده می‌شود و گاه به مسکوویت و اکسیدهای آهن-تیتانیم تجزیه شده‌اند. پتاسیم‌فلدسپارها بی‌شکل هستند و گاه فضای میان بلورها را پر می‌کنند. پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و امفیبول از کانی‌های اصلی



شکل ۴. تصویرهای میکروسکوپی از گرانیتوئیدهای الیگودرز. (A) بافت گرانولار؛ (B) پدیده زونینگ در تورمالین‌ها؛ (C) تورمالین سوزنی (نشان از سردشدگی پرشتاب و زیرسرمايش^۳ در محلول‌ها) به‌همراه کانی کدر (به‌صورت مستقل و جانیشینی) در زمینه‌ای از کوارتز؛ (D) تورمالین آمیبی همراه کانی کدر و کوارتز (گویا کوارتزها پس از تورمالین‌ها پدید آمده‌اند و تورمالین‌ها دچار تهاجم آنها شده‌اند و به‌صورت جزیره‌هایی در کوارتز شناور هستند)؛ (E) جانیشینی کانی کدر به‌جای تورمالین تحت تأثیر محلول‌های گرمابی؛ (F) تورمالین با شکست‌های فراوان (بافت کاتاکلاستیک).

Figure 4. Photomicrographs of the Aligudarz granitoids (A) Granular texture in the granitoids; (B) Zoning observed in tourmaline crystals; (C) Needle-shaped tourmaline (indicative of rapid cooling and supercooling conditions in the fluids) accompanied by opaque minerals (both discrete and replacement types) within a quartz matrix; (D) Amoeboid tourmaline associated with opaque minerals and quartz (apparently, quartz crystallized after tourmaline, attacking and enclosing the tourmaline as isolated “islands” within quartz); (E) Replacement of tourmaline by opaque minerals due to hydrothermal fluids; (F) Highly fractured tourmaline showing a cataclastic texture.

³ Supercooling



شکل ۴. ادامه.

Figure 4. Continued.

کانی‌های همراه تورمالین عبارتند از کوارتز، پلاژیوکلاز و ارتوکلاز. کانی تورمالین همواره به رنگ‌های سبز زیتونی تا سبز قهوه‌ای کم رنگ با چند رنگی بارز وارونه دیده می‌شود (شکل ۶-۵).

۲- تورمالین‌های لایه‌ای^۵: این تورمالین‌ها درون سنگ‌های دگرگونی منطقه (هورنفلس‌ها) و در محل همبندی توده آذرین درونی منطقه با سنگ میزبان یافت می‌شوند. در نمونه دستی این سنگ‌ها دانه متوسط تا ریز دانه و به صورت تناوبی از لایه‌های غنی از تورمالین و میکا-کوارتز دیده می‌شوند (شکل ۵-۵). در مقاطع نازک کوارتزها بافت چندگوش دارند و تورمالین در مرز آنها در حال رشد است (شکل ۶-۵). بر پایه بررسی‌های گوناگون (مانند: Slack and Trumbull, 2011; Pesquera and Roldan, 1997) این میانبار و نفوذ کوارتز در تورمالین‌ها چه‌بسا پیامد رشد پرشتاب و همزمان با فرایندهای زمین‌ساختی باشد. افزون‌بر کوارتز، دیگر کانی‌های همراه با تورمالین‌ها مسکویت و بیوتیت هستند. تورمالین‌هایی که در بررسی‌های میکروسکوپی منطقه‌بندی دارند چه‌بسا در مراحل پس از تبلور ماگما، در مرحله گرمایی دچار محلول‌های سرشار از بور شده و پدید آمده‌اند. منطقه‌بندی ضعیف در تورمالین‌های لایه‌ای و منطقه‌بندی واضح در تورمالین‌های گرهکی به خاستگاه گرمایی تورمالین

توصیف صحرایی و سنگ‌نگاری تورمالین‌ها

بر پایه بررسی‌های میدانی، تورمالین‌ها را می‌توان به انواع زیر دسته‌بندی کرد:

۱- تورمالین‌های گرهکی یا ندولار^۴: این نوع از تورمالین‌ها به صورت گرهک روی سطح گرانیته‌ها دیده می‌شوند (شکل ۵-۵). پیدایش گرهک‌های تورمالین که به صورت دانه‌های تسبیح و به دنبال یکدیگر متبلور شده‌اند به تبلور شاره‌های ماگمایی تأخیری که شکستگی‌های سنگ را پر می‌کند، وابسته است (Tahmasebi et al., 2009; Rozendaal and Bruwer, 1995; Morgan and London, 1989). گرهه‌های تورمالین مانند شواهد اولیه تغییر و رخدادهای دگرنهادی در شرایط نیمه‌جامد هستند که به احتمال بالا به دنبال آزاد شدن شاره‌های غنی از بُر حاصل از تبلور گرانیته پدید آمده‌اند. تورمالین‌های درون این سنگ در مرز دانه‌های کوارتز رشد کرده‌اند (شکل ۶-۵). همچنین، پلاژیوکلازها در حال تحلیل‌رفتن هستند و با تورمالین مرز خوردگی نشان می‌دهد (شکل ۶-۵). گاه در تورمالین‌ها شکستگی‌های موازی با بافت تکه‌تکه دیده می‌شود (شکل ۶-۵). این شکستگی‌ها با کوارتزهای تأخیری پر شده‌اند که نشان‌دهنده وجود تنش و تأثیر محلول‌های گرمایی مناطق بررسی‌شده است (شکل ۶-۵). بر پایه بررسی‌های میکروسکوپی،

⁵ Layered⁴ Nodular

۴- تورمالین‌های پگماتیستی^۷: این سنگ‌ها به صورت رگه‌هایی در ناحیه همبری توده آذرین درونی با سنگ میزبان دیده می‌شوند. در نمونه دستی دانه‌های منشوری سیاه رنگ تورمالین و بلورهای دانه درشت کوارتز بافت پگماتیستی به رگه‌ها داده است (شکل ۵-۵- D). این رگه‌ها بیش از ۲۰٪ حجمی تورمالین دارند؛ به گونه‌ای که در نمونه دستی کمابیش از تورمالین خالص ساخته شده‌اند.

۵- تورمالین‌های پینه‌ای یا نامنظم^۸: این نوع از تورمالین‌ها در نمونه دستی با اندازه نامنظم و دانه درشت تا دانه ریز دیده می‌شوند (شکل ۵-۵- E). در مقاطع میکروسکوپی، تورمالین‌های درون این سنگ در پلاژیوکلاز با بافت آتولی پدید آمده‌اند (شکل ۶-۱- I).

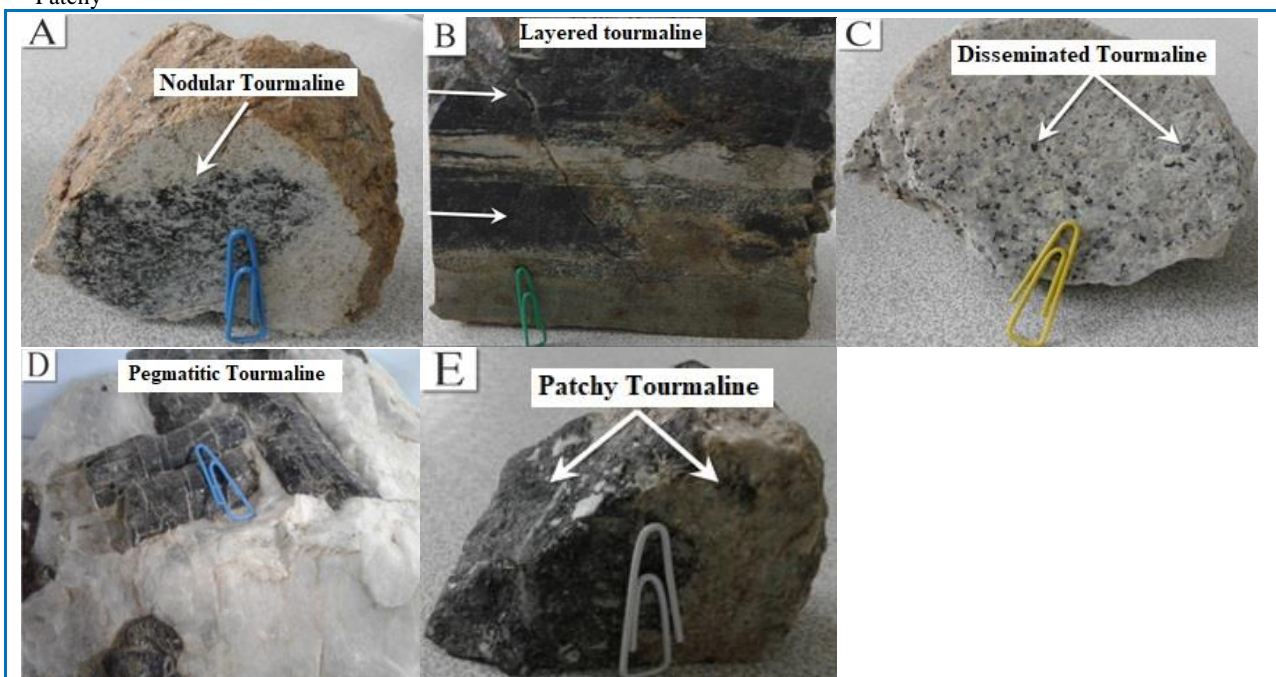
اشاره می‌کند که گویای تغییرات ناگهانی دما، فشار و ترکیب شیمیایی شاره و یا شرایط تبلور غیرتعادلی پرشتاب تورمالین است که در سیستم‌های باز پدید آمده‌اند (London and Manning, 1995)

۳- تورمالین‌های پراکنده^۶: این تورمالین‌ها به صورت دانه‌های ریز در زمینه سنگ دیده می‌شوند (شکل ۵-۵- C). بر پایه بررسی‌های میکروسکوپی، دگرسانی پتاسیک در پلاژیوکلازها روی داده است و پلاژیوکلازها در حال جایگزینی با تورمالین و ارتوکلاز هستند؛ بدین گونه که سدیم آزاد شده در ساختمان تورمالین شرکت می‌کند و پتاسیم در ساختمان ارتوکلاز شرکت می‌کند. همان گونه که دیده می‌شود مقداری از بافت پلاژیوکلاز به جای مانده است (شکل‌های ۶-۱- J و ۶-۱- H).

⁷ Pegmatitic

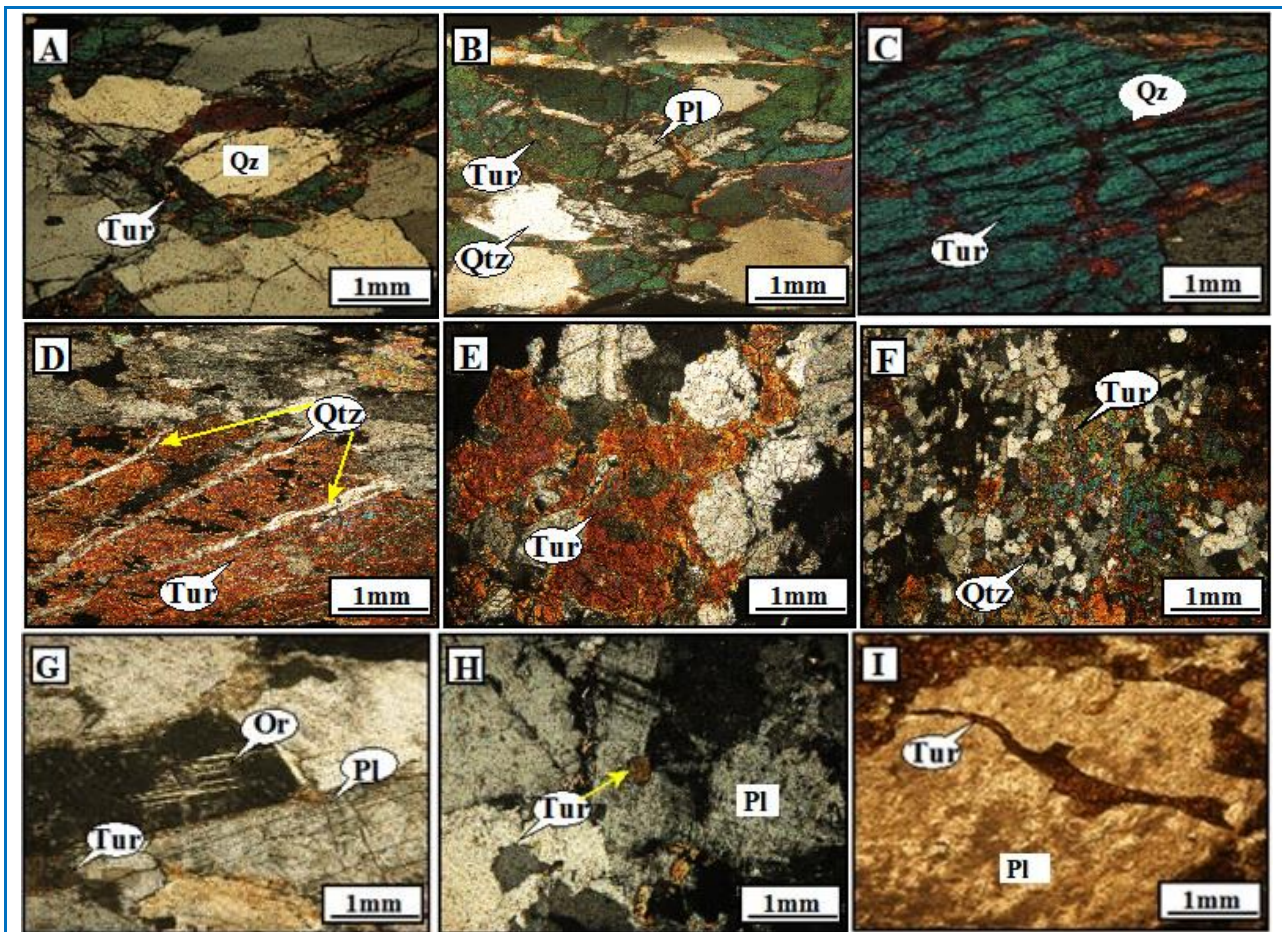
⁸ Patchy

⁶ Disseminated



شکل ۵. تصویرهای صحرایی از تورمالین: (A) پیدایش تورمالین‌های گرهمی (گرانیتوئیدهای آستانه)؛ (B) تورمالینیت‌های لایه‌ای به صورت تناوبی از لایه‌های سرشار از تورمالین و میکا- کوارتز (هورنفلس‌های آستانه)؛ (C) تورمالین‌های پراکنده در زمینه گرانیتوئید (گرانیتوئید الیگودرز)؛ (D) تورمالین‌های دانه درشت (پگماتیت‌های الیگودرز)؛ (E) تورمالین‌های پینه‌ای (گرانیتوئیدهای الیگودرز).

Figure 5. Field photographs of tourmaline: **A)** Formation of nodular tourmalines (Astaneh granitoids); **B)** Layered tourmalinites showing alternations of tourmaline-rich and mica-quartz layers (Astaneh hornfels); **C)** Disseminated tourmalines in the matrix (Aligudarz granitoid); **D)** Coarse-grained tourmalines (Aligudarz pegmatites); **E)** Patchy (spotty) tourmaline occurrences (Aligudarz granitoids).



شکل ۶. A) رشد تورمالین در مرز دانه‌های کوارتز (تصویر XPL)؛ B) مرز ناپایدار تورمالین و پلاژیوکلاز (تصویر XPL)؛ C، D) شکستگی‌های موازی در تورمالین که با کوارتز تأخیری پر شده‌اند (تصویر XPL)؛ E) زونینگ یا ناهنجاری نوری در تورمالین (تصویر XPL)؛ F) کوارتز با بافت چندگوش و تورمالین در حال رشد (تصویر XPL)؛ G، H) دگرنهادی پتاسیک در پلاژیوکلاز و پیدایش تورمالین و ارتوکلاز (تصویر XPL)؛ I) بافت آتول در پلاژیوکلاز (تصویر PPL).

Figure 6. A) Tourmaline growth along quartz grain boundaries (XPL image); B) Unstable boundary between tourmaline and plagioclase (XPL image); C–D) Parallel fractures in tourmaline infilled by late-stage quartz (XPL image); E) Zoning or optical irregularity in tourmaline (XPL image); F) Polygonal quartz texture and a growing tourmaline (XPL image); G–H) Potassic metasomatism in plagioclase leading to the formation of tourmaline and orthoclase (XPL image); I) Atoll texture in plagioclase (PPL image).

T= Si, Al, (B)

B=B, (□vacancy)

V= OH, O

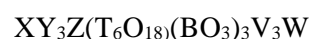
W=OH, F, O

به‌علت تنوع شیمیایی و پیچیدگی ساختمانی تورمالین، معمولاً ترکیب تورمالین به‌صورت سازنده پایانی بیان می‌شود. خاستگاه تورمالین‌ها می‌تواند گرمابی و یا ماگمایی باشد. ویژگی‌های میکروسکوپی این دو گروه تورمالین، همانند است؛ اما ویژگی‌های شیمیایی آنها یکسان نیست. تورمالین‌های گرمابی منطقه‌بندی شیمیایی دارند و معمولاً Mg آنها از تورمالین‌های ماگمایی بیشتر است و از نوع

شناسایی نوع تورمالین بر پایه ترکیب شیمیایی آن

کانی تورمالین از شاخص‌ترین کانی‌های سیلیکاته بور و

آلومینیم‌دار با فرمول عمومی:



یا:



است (Hawthorn and Henry, 1999) که در آن:

X=Ca, Na, K, [□ vacancy]

Y= Li, Mg, Fe²⁺, Mn²⁺, Al, Cr³⁺, V³⁺, Fe³⁺, (Ti⁴⁺)

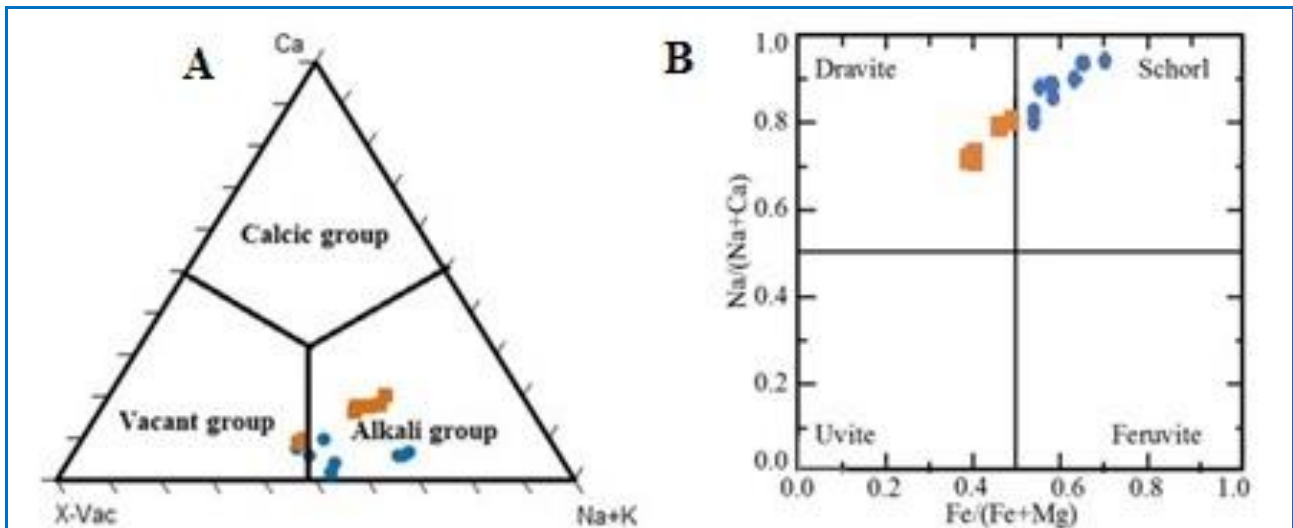
Z= Mg, Al, Fe³⁺, V³⁺, Cr³⁺

است. تورمالین‌های قلیایی بیشتر در شرایط اسیدی و دمایی کم پدید می‌آیند (Rosenberg and Foit, 1979; Collines, 2010). در همهٔ نمودارها، نمونه‌های تورمالین منطقهٔ آستانه با شکل‌های دایره‌ای و نمونه‌های تورمالین منطقهٔ الیگودرز با شکل‌های مربعی نمایش داده شده‌اند. برای بررسی تغییرات ترکیبی در نسبت‌های Na ، Fe ، Mg و Ca و شناخت نوع تورمالین، نمودار دوتایی $Na/(Na+Ca)$ و $Fe/(Fe+Mg)$ به کار برده شد. در این نمودار، نمونه‌های منطقهٔ آستانه بیشتر در گسترهٔ شورل^{۱۰} و نمونه‌های منطقهٔ الیگودرز در گسترهٔ دراویت^{۱۱} با گرایش به شورل جای گرفته‌اند (شکل B-۷) که نشان‌دهندهٔ تبدلات کاتیونی Fe و Mg در مقدارهای ثابت Ca و Al است. در این نمودار، افزونی میزان سدیم در برابر کلسیم و نیز آهن در برابر منیزیم در روند پیدایش تورمالین‌های آستانه دیده می‌شود. به گفتهٔ منینگ (Manning, 1982)، با تغییر ترکیب شیمیایی تورمالین‌ها از شورل به دراویت، میزان تهی شدن قلیایی‌ها افزایش می‌یابد.

محللول جامد شورل- دراویت هستند. تورمالین‌های ماگمایی همگن و نسبت Fe/Mg و همچنین، میزان Fe ، Al و F در آنها کمابیش بالاست (Hawthorne and Henry, 1999). دامنهٔ گستردهٔ پایداری تورمالین مانند عوامل اصلی حضور کانی در محیط‌های گوناگون زمین‌شناسی است و مقاومت شیمیایی این کانی در مراحل گوناگون گرمایی و دگرگونی، عامل اصلی حفظ هویت شیمیایی آن است (Henry et al., 2004). بر پایهٔ جانشینی‌های احتمالی در جایگاه X ، تورمالین‌ها را بر پایهٔ مقدار $Na+(K)$ و Ca و کمبود یا تهی بودن جایگاه X ^۹، به سه گروه تورمالین‌های کلسیک، قلیایی و انواعی که جایگاه X تهی دارند دسته‌بندی کرده‌اند (Hawthorne and Henry, 1999). بر پایهٔ این رده‌بندی، تورمالین‌های بررسی شده به گروه قلیایی تعلق دارند (شکل A-۷) که این ویژگی نشان‌دهندهٔ بالابودن مقدار $Na+K$ در برابر مقدار Ca در جایگاه X و تهی بودن این جایگاه در ترکیب شیمیایی تورمالین‌های بررسی شده است. مقدار کمبود جایگاه X در تورمالین‌های بررسی شده از ۰/۲۶ تا ۰/۴۹

¹⁰ Schorl
¹¹ Dravite

⁹ X-site vacancy



شکل ۷. ترکیب تورمالین در گرانتیوید آستانه و الیگودرز در: (A) نمودار سه‌تایی $Na+(K)$ - X-site vacancy- Ca (Hawthorne and Henry, 1999); (B) نمودار $Fe/(Fe+Mg)$ در برابر $Na/(Na+Ca)$ (Trumbull and Chaussidon, 1999) (دایره: تورمالین منطقهٔ آستانه؛ مربع: تورمالین منطقهٔ الیگودرز).

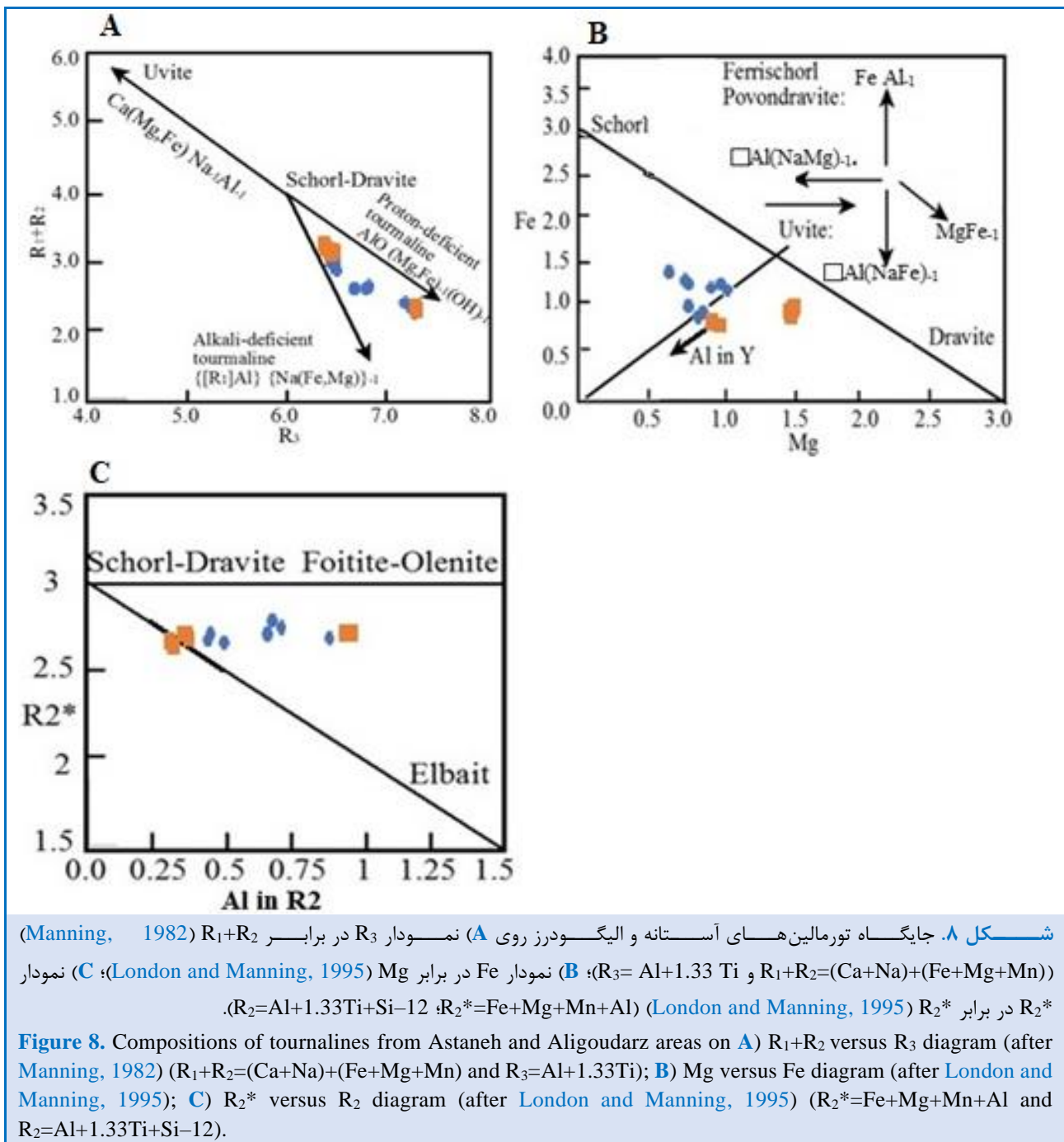
Figure 7. Composition of Tourmaline from Astaneh and Aligoudarz areas on **A)** $Na^+K - X$ -site vacancy - Caternary diagram (after Hawthorne and Henry, 1999); **B)** $Fe/(Fe+Mg)$ versus $Na/(Na+Ca)$ plot (after Trumbull and Chaussidon, 1999) (circle: tourmaline from the Astaneh area; square: tourmaline from the Aligoudarz area).

واکنش‌های جانشینی در ترکیب تورمالین

واکنش‌های جانشینی در ترکیب تورمالین نیز می‌تواند به صورت تبادل هم ظرفیتی در یک جایگاه خاص (مانند جانشینی Mg به جای Fe^{2+} در جایگاه Y) و یا به صورت تبادل چند ظرفیتی در چندین جایگاه (مانند جانشینی زوجی اوویت^{۱۲} که در آن Ca-Mg به جای Na-Al جانشین می‌شود و دو جایگاه X و Y تغییر می‌کند) انجام شود. برای بررسی واکنش‌های جانشینی احتمالی روی داده در ترکیب تورمالین‌های بررسی شده نمودارهای گوناگونی به کار برده شدند (شکل ۸). در شکل A-۸ ترکیب $R_1+R_2=(Ca+Na)+(Fe+Mg+Mn)$ در برابر $R_3=Al+1.33Ti$ بررسی شده‌اند. این نمودار نشان‌دهنده جانشینی‌هایی است که آلومینیم در آن دخالت دارد (Manning, 1982). به گفته دیگر، نشان از وجود تورمالین آلومینیم‌دار، حضور فوییتیت و جایگاه تهی X و اولنیت است. بر پایه این نمودار، ترکیب شورل- دراویت نزدیک به مرکز نمودار با مقدار $R_1+R_2=4$ و $R_3=6$ جای می‌گیرد و همه بردارها با مؤلفه افزایشی شورل- دراویت آغاز می‌شوند. در این نمودار جانشینی پروتون‌زدایی $(OH)_{-1}(Mg, Fe)-AlO$ و جانشینی تهی‌شدگی قلیایی $\{Na(Fe, Mg)\}_{-1}\{[R_1]Al\}$ با دو بردار نشان داده شده است. تورمالین‌ها چه بسا سه روند گرایش به سمت یووایت یعنی جانشینی $(Na, Al)_{-1}(Ca, Fe, Mg)$ ، نقص آلکالی (تهی‌شدگی قلیایی^{۱۳}) یا همان گرایش به جانشینی $(Mg, Fe, Al)_{-1}R_1$ و نقص پروتونی (پروتون‌زدایی^{۱۴}) یا همان گرایش به جانشینی $(OH)_{-1}(R_2)O((R_3)O)$ را نشان دهند؛ یا اینکه در فاصله میان این روندها جای گیرند (Manning, 1982). همان‌گونه که دیده می‌شود، تورمالین‌های بررسی شده در این نمودار پس از نقطه شورل- دراویت و در گستره میان دو بردار قلیایی (کمبود آلکالی) و پروتون‌زایی (کمبود

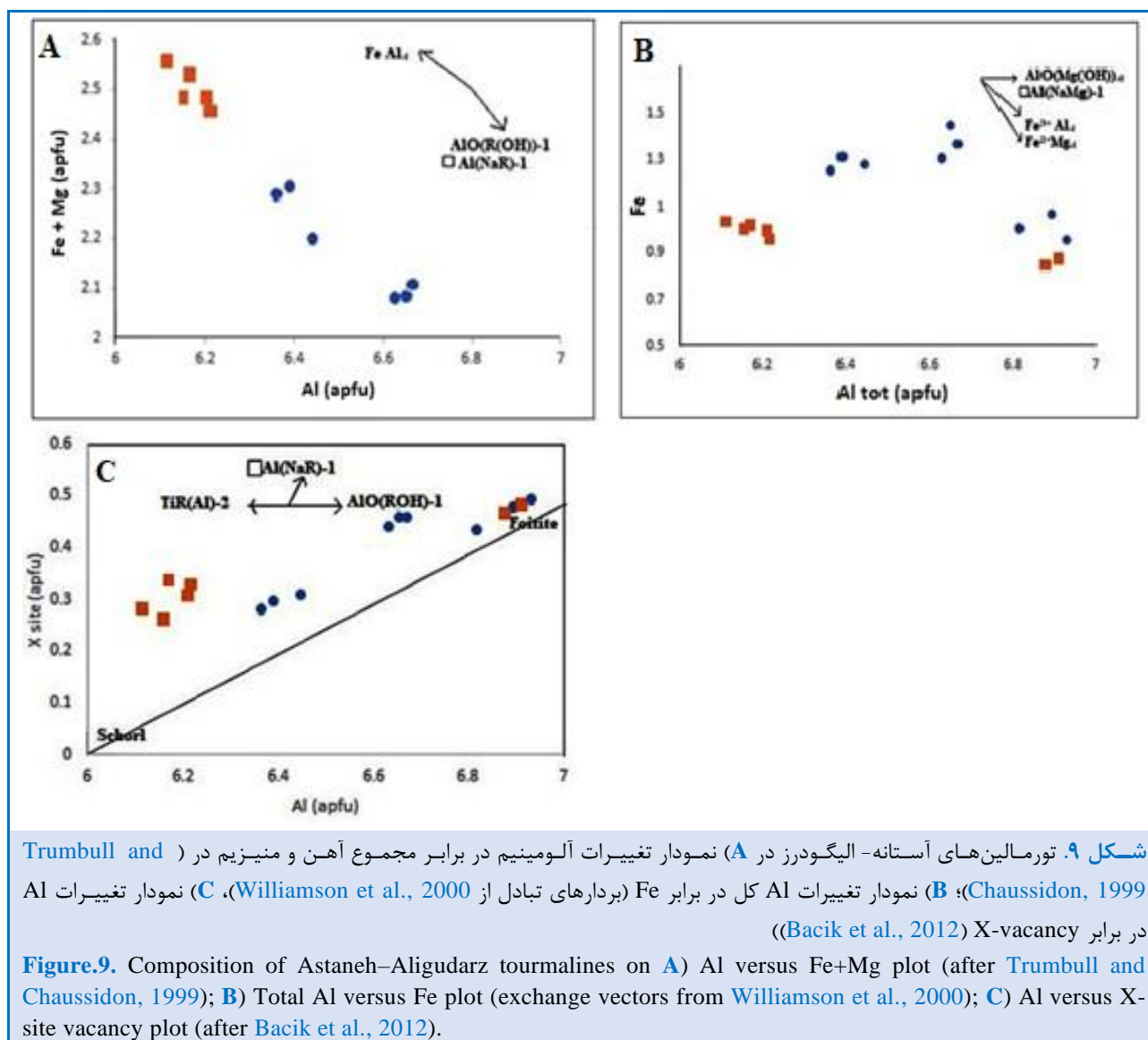
پروتون) جای گرفته‌اند که نشان‌دهنده جانشینی آلومینیم و تأثیر توأم این دو بردار است. در شکل B-۸ تغییرات Fe در برابر Mg بررسی شده است. در این نمودار، ترکیب شورل- دراویت روی خط $\Sigma(Fe + Mg) = 3$ جای می‌گیرند و همه نمونه‌هایی که زیر خط هستند $\Sigma(Fe + Mg) < 3$ دارند که نشان‌دهنده جانشینی Al در جایگاه Y (یا همان R_2) است. از این رو، هر چه مقدار $\Sigma(Fe + Mg)$ کمتر باشد، میزان Al در جایگاه Y بیشتر می‌شود (London and Manning, 1995). مؤلفه تبدلی پوندروایت یا فری شورل با فرمول $FeAl_{-1}$ و اوویت نیز در بالای خط شورل- دراویت هستند. در نمودار Fe در برابر Mg جای‌گرفتن تورمالین‌های بررسی شده در جایگاه زیر $\Sigma(Fe + Mg) = 3$ نشان‌دهنده جانشینی Al در جایگاه Y است. تورمالین‌های بررسی شده تا اندازه‌ای با بردار $MgFe_{-1}$ هم‌راستایی نشان می‌دهند (نشان از جانشینی Mg و Fe و گرایش ترکیب تورمالین‌ها به شورل تا دراویت). در نمودار تغییرات R_2^* در برابر Al in R_2 ، نمونه‌های بررسی شده بیشتر در زیر خط $R_2^*=3$ جای دارند که می‌تواند نشان‌دهنده نقصان در جایگاه Y باشد (شکل C-۸). در زیر خط ۳ پدیده جانشینی Al در جایگاه اکتاهدرال Y رخ می‌دهد یا به گفته دیگر، میزان Al در R_2 افزایش می‌یابد. در این شکل، آلومینیم و مجموع آهن و منیزیم در تورمالین‌های بررسی شده، رابطه معکوس دارند که نشان‌دهنده جانشینی‌هایی است که در آنها آلومینیم شرکت دارد. به گفته دیگر، می‌تواند نشان‌دهنده تورمالین آلومینیم‌دار و جایگاه خالی X باشد. مقدار همه کاتیون‌های X در تورمالین‌های بررسی شده از نزدیک به ۰/۳ تا ۰/۴۹ متغیر هستند که نشان‌دهنده حضور فضای تهی در جایگاه X است. در این تورمالین‌ها $Ca < 0.2$ است که نشانه مقدار ناچیز اوویت در ساختار این کانی است. مقادیر بالای Al در جایگاه Y پیامد جانشینی‌های $AlOMg_{-1}(OH)_{-1}$ و $AlNa_{-1}Mg_{-1}$ است (Harras and El-Sharkaway, 2001).

¹² Uvite¹³ Alkali deficient¹⁴ deprotonation



دارد (شکل ۹-ب) که نشان‌دهنده درجه کم جانشینی و حضور تتراندرا Al است. نمودار تغییرات Al در برابر X-vacancy نشان‌دهنده همبستگی مثبت میان آلومینیم و مقدار جایگاه تهی X در تورمالین‌های بررسی شده است و با بردار تبادل عنصری $\square Al(NaR)_1$ همخوانی نشان می‌دهد. نمونه‌های با میزان آلومینیم بیشتر روی / نزدیک خط شورل - فوییتیت جای گرفته‌اند (شکل ۹-ج).

مقدار آلومینیم و مجموع آهن و منیزیم در تورمالین‌های بررسی شده رابطه وارونه دارد (شکل ۹-ا) که نشان‌دهنده جانشینی‌هایی است که در آنها آلومینیم شرکت دارد. به گفته دیگر، می‌تواند نشان‌دهنده وجود تورمالین آلومینیم‌دار و جایگاه تهی X باشد. رسم نمونه‌های تورمالین در نمودار Fe در برابر Al، یک برازش خطی وارونه را نشان می‌دهد و این آرایه بیشترین سازگاری را با جانشینی $Fe^{3+}Fe^{2+}(MgAl)_1$



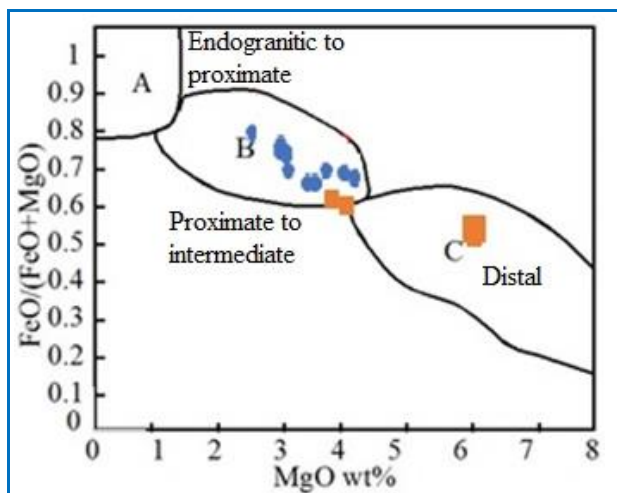
منطقه‌بندی پدید می‌آیند. مقدار Al در تورمالین‌های گرمایی از تورمالین‌های ماگمایی کمتر است (London and Manning, 1995) و مقدار کاستی در جایگاه X در تورمالین‌های گرمایی کمتر است (Chaussidon, 1999). هنگامی که سیال غنی از بُر با سنگ میزبان واکنش می‌دهد تورمالین‌های گرمایی پدید می‌آیند (Plimer, 1988).

بر پایه بررسی تغییرات $FeO/FeO+MgO$ در برابر MgO در تورمالین‌ها، چنانچه مقدار نسبت $FeO/FeO+MgO$ در تورمالین‌ها در بازه ۱ تا ۰/۸ باشد نشان‌دهنده بسته‌بودن سیستم ماگمایی، جای‌گرفتن

بحث و بررسی

تورمالین‌های ماگمایی اصولاً در برابر تورمالین‌های گرمایی شکل‌دارتر هستند و وجود این تورمالین‌ها در سنگ میزبان نشانه روشنی از غنی بودن ماگمای مادر از بُر است (London and Manning, 1995). به باور این پژوهشگران، چنان‌چه همه شرایط لازم برای پیدایش تورمالین مانند پرآلومین بودن ($A/CNK > 1$)، حضور $Fe-Mg < 2wt\%$ و شرایط اسیدی ($PH < 6/5$) فراهم باشد، اگر مذاب مورد نظر غنی از بُر باشد ($B_2O_5 \sim 2wt\%$)، تورمالین‌های ماگمایی شکل‌دار بدون

منگنزیاویت و فوییتیت - منگنزوفوییتیت همراه هستند (Abu El- Enen and Okruch, 2007).



شکل ۱۰. نمودار MgO در برابر FeO/FeO+MgO (Pirajno and Smithies, 1992) (محدوده A: تورمالین‌های درون و نزدیک توده گرانیتی و نشان‌دهنده بسته بودن سیستم ماگمایی و نبود دخالت شاره‌های خارجی در پیدایش تورمالین‌ها؛ محدوده B: تورمالین‌هایی که در فاصله نزدیک تا حد واسط توده گرانیتی پدید آمده‌اند و هم شاره‌های ماگمایی و هم شاره‌های گرمایی در پیدایش آنها نقش داشته‌اند؛ محدوده C: تورمالین‌هایی با فاصله دور از توده گرانیتی که گویای خاستگاه خارجی بر و وجود یک سیستم گرمایی هستند).

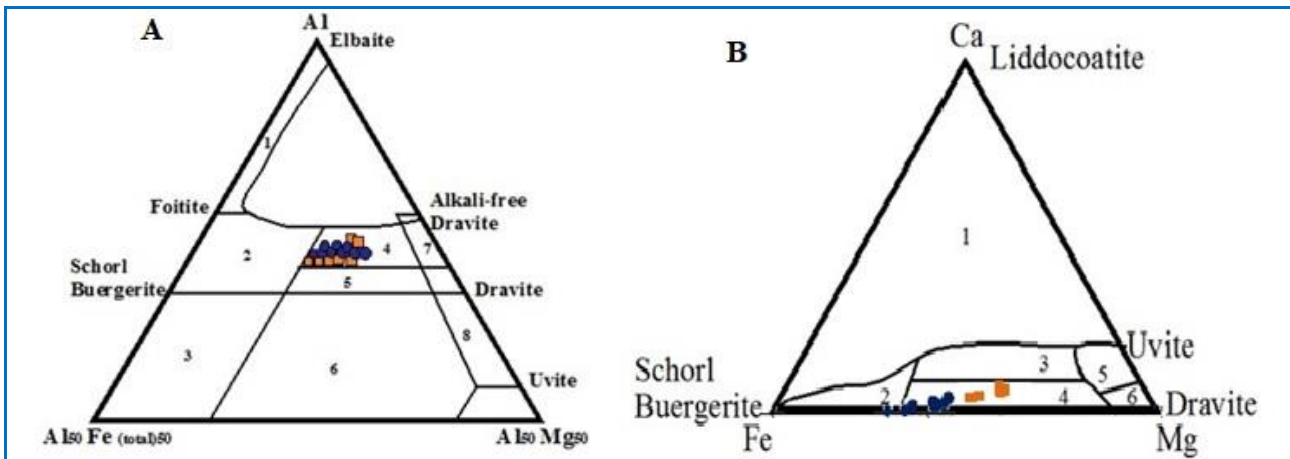
Figure 10. MgO versus FeO/(FeO + MgO) plot (after Pirajno and Smithies, 1992) (Field A: tourmalines formed within or near the granitoid pluton, indicating a closed magmatic system with no involvement of external fluids; Field B: tourmalines located at intermediate distances from the pluton, where both magmatic and hydrothermal fluids contributed to their formation; Field C: tourmalines far from the pluton, suggesting an external source and the influence of a hydrothermal system).

نمودارهای یادشده نشان‌دهنده پیدایش تورمالین‌ها در متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌هاست. ته‌نشست‌های ماسه‌سنگی - پلیتی سدیم، کلسیم، آهن، منیزیم و آلومینیم کافی دارند تا از راه واکنش شاره‌های غنی از بور با کانی‌های درون این سنگ‌ها تورمالین را پدید آورند (Torres-Ruiz et al., 1996, 2003).

تورمالین‌ها درون و در نزدیکی توده گرانیتی و نبود دخالت شاره‌های خارجی در پیدایش تورمالین‌هاست. اگر این مقدار در بازه ۰/۸ تا ۰/۶ باشد آنگاه نشان‌دهنده تورمالین‌هایی است که در فاصله نزدیک تا حد واسط در برابر توده‌های گرانیتی جای گرفته‌اند و نشان‌دهنده آنست که هم شاره‌های ماگمایی و هم شاره‌های گرمایی در پیدایش تورمالین‌ها نقش داشته‌اند و اگر مقدار FeO/FeO+MgO از ۰/۶ کمتر باشد نشان‌دهنده تورمالین‌های با فاصله دور از توده آذرین درونی است و گواهی بر خاستگاه خارجی بر و سیستم گرمایی به‌شمار می‌رود. تورمالین‌های ماگمایی، در برابر تورمالین‌های گرمایی و گرمایی، مقدار Al بیشتر و کاستی در جایگاه X بیشتری دارند (مانند: Trumbull and Chaussidon, 1999; Zhao et al., 2022). بر پایه جایگیری نمونه‌ها در نمودار یادشده، همه تورمالین‌های منطقه آستانه و شماری از نمونه تورمالین‌های الیگودرز در گستره B (محیطی میان دو خاستگاه یادشده و پیدایش این تورمالین‌ها هنگام آمیختگی سیال ماگمایی و گرمایی) و شماری از تورمالین‌های الیگودرز (شمال الیگودرز) در گستره C (تورمالین‌های با فاصله دور از توده آذرین درونی) جای می‌گیرند (شکل ۱۰).

نمودارهای سه‌تایی Fe-Mg-Ca و Fe-Mg-Al (شکل‌های A-۱۱ و B-۱۱) نشان‌دهنده تغییرات آهن و منیزیم در مقادیر ثابت کلسیم و آلومینیم هستند. جایگیری نمونه‌ها در بالای خط شورل - دراویت نشان‌دهنده مقادیر ناچیز Fe^{3+} در این تورمالین‌هاست (Henry and Guidotti, 1985). مقدار سیلیس در بیشتر نمونه‌ها نزدیک به ۶ اتم در فرمول ملکولی است. در نمونه‌های بررسی شده مقدار آلومینیم بالاست و همه آنها در جایگاه Z خود ۶ اتم دارند.

بر پایه نمودار سه‌تایی $Al_{50}Fe-Al-Al_{50}Mg$ (شکل A-۱۱)، تورمالین‌های بررسی شده در محدوده سنگ‌های کوارتز-تورمالین-متاپسامیت‌های همزیست با یک فاز اشباع از آلومینیم (برخاسته از سیال‌های غنی از آلومینیم) جای می‌گیرند. تورمالین متاپلیت‌ها متعلق به محلول جامد شورل-دراویت با مقدار کمی اویت-



شکل ۱۱. A) نمودار سه تایی $Al_{50}Fe-Al-Al_{50}Mg$ (برگرفته از Henry and Guidotti, 1985) و جایگاه نمونه‌های بررسی شده روی آن (شماره‌های در نمودار؛ ۱- گرانیتوئیدهای غنی از Li و پگماتیت و آپلیت‌های وابسته به آن؛ ۲- گرانیتوئیدهای فقیر از Li و پگماتیت و آپلیت‌های وابسته به آن؛ ۳- سنگ‌های کوارتز- تورمالینی غنی از Fe^{3+} و گرانیت‌های گرمایی دگرسان؛ ۴- متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های همراه با یک فاز اشباع از Al؛ ۵- متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های بدون فاز غنی از Al؛ ۶- سنگ‌های کوارتز- تورمالینی غنی از Fe^{3+} ، سنگ‌های کالک‌سیلیکاته و متاپلیت‌ها؛ ۷- الترامافیک‌های دگرگون شده با میزان Ca کم و متاسدیمنت‌های غنی از Cr و V؛ ۸- کربنات‌ها و پیروکسینیت‌های دگرگون شده) نمودار سه تایی Ca- Fe^{tot} -Mg (برگرفته از Henry and Guidotti, 1985) (شماره‌های در نمودار؛ ۱- گرانیتوئیدهای غنی از Li و پگماتیت و آپلیت‌های وابسته به آن؛ ۲- گرانیتوئیدهای فقیر از Li و پگماتیت و آپلیت‌های وابسته به آن؛ ۳- متاپلیت‌های غنی از Ca، متاپسامیت‌ها و سنگ‌های آهکی سیلیکاتی؛ ۴- متاپلیت‌های فقیر از Ca، متاپسامیت‌ها و سنگ‌های کوارتز- تورمالینی؛ ۵- کربنات‌های دگرگون شده؛ ۶- الترامافیک‌های دگرگون شده).

Figure 11. A) Triangular diagram of $Al_{50}Fe-Al-Al_{50}Mg$ (after Henry and Guidotti, 1985) showing the positions of the studied samples. Numbers on the diagram correspond to: 1. Li-rich granitoids and their associated pegmatites and aplites; 2. Li-poor granitoids and their associated pegmatites and aplites; 3. Fe^{3+} -rich quartz-tourmaline rocks and hydrothermally altered granites; 4. Metapelites and metapsammites with an Al-saturated phase; 5. Metapelites and metapsammites without an Al-rich phase; 6. Fe^{3+} -rich quartz-tourmaline rocks, calc-silicate rocks, and metapelites; 7. Metamorphosed ultramafics with low Ca and Cr-V-rich metasediments; 8. Carbonates and metamorphosed pyroxenites); **B)** Ca- Fe^{tot} -Mg ternary diagram (after Henry and Guidotti, 1985) (Numbers on the diagram: 1. Li-rich granitoids and their associated pegmatites and aplites; 2. Li-poor granitoids and their associated pegmatites and aplites; 3. Ca-rich metapelites, metapsammites, and calcareous silicate rocks; 4. Ca-poor metapelites, metapsammites, and quartz-tourmaline rocks; 5. Metamorphosed carbonates; 6. Metamorphosed ultramafics).

برداشت

توده گرانیتوئیدی آستانه و کمپلکس گرانیتوئیدی الیگودرز در پهنه ساختاری سنندج-سیرجان در باختر ایران جای گرفته‌اند. توده گرانیتوئیدی آستانه بازه‌ای از سنگ‌های گرانیتوئیدی شامل کوارتز دیوریت، تونالیت، گرانودیوریت و مونزوگرانیت را دربر می‌گیرد. عملکرد گرمایی‌ها به رخداد دگرسانی‌های گوناگون انجامیده است که از میان آنها دگرسانی‌های دیده شده در منطقه می‌توان دگرسانی‌های فیلک (گسترده‌ترین)، پروپلیتیک، آرژیلیک حد واسط و سیلیس‌زایی را نام برد. کمپلکس گرانیتوئیدی

الیگودرز از کوارتز دیوریت تا گرانودیوریت و گرانیت تغییر ترکیب می‌دهد. گرانودیوریت‌ها بیشترین واحد سازنده این کمپلکس هستند و به دنبال آن کوارتز دیوریت و سپس گرانیت‌ها هستند. کانی‌های اصلی و فرعی این مجموعه‌ها بیشتر شامل کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول، تورمالین، آپاتیت، زیرکن و گارنت و نیز کانی‌های ثانویه کلریت، اپیدوت و سربیسیت است. بر پایه بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی، تورمالین‌های بررسی شده به چند گروه دسته‌بندی می‌شوند که شامل تورمالین‌های گرهمی یا ندولار، تورمالین‌های لایه‌ای،

فاصله دور از توده آذرین درونی) جای می‌گیرند. بر پایه نمودارهای Fe-Mg-Al و Fe-Mg-Ca خاستگاه بر (عنصر اصلی سازنده تورمالین) را می‌توان متاپلیت و متاسامیت‌ها دانست. از آنجایی که ماسه‌سنگ و متاپلیت از سنگ‌های با گسترش بسیار در مناطق بررسی شده هستند. از این رو، آرایش و میانبار آنها در توده گرانیتوئیدی و از این رو، افزوده شدن عنصرهای گوناگونی مانند بر، فلور، آلومینیم، منیزیم، آهن از سنگ‌های یادشده و برخی دیگر از عنصرها به مقدار کمتر، ماگما را در پیدایش تورمالین در منطقه بررسی شده یاری کرده است. بر پایه بررسی‌های انجام شده (سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی)، خاستگاه پیدایش تورمالین‌ها یک سیستم ماگمایی باز با سنگ‌های دیواره پراآلمین همراه با واکنش‌های بین شاره‌ای غنی از بر درون این سنگ‌ها دانسته می‌شود.

تورمالین‌های پراکنده، تورمالین‌های پگماتیتی و تورمالین‌های پینه‌ای یا نامنظم هستند. تورمالین‌های بررسی شده به انواع قلیایی تعلق دارند که این مسئله نشان‌دهنده بالابودن مقدار Na+K (در مقایسه با مقدار Ca) درون جایگاه X و مقدار کمبود جایگاه یادشده است. بر پایه بررسی‌های زمین‌شیمیایی، تورمالین‌های بررسی شده از نوع محلول جامد شورل- دراویت و منطقه‌بندی شیمیایی دارند و جانشینی Al در جایگاه Y نشان می‌دهند. بر پایه نمودار FeO/FeO+MgO در برابر MgO، همه تورمالین‌های منطقه آستانه و شماری از نمونه تورمالین‌های الیگودرز در گستره B (تأثیر همزمان دو فرایند ماگمایی و گرمایی و دخالت آب‌های جوی در مرحله واپسین پیدایش آنها) و شماری از تورمالین‌های الیگودرز (شمال الیگودرز) در گستره C (تورمالین‌های با

References

- Abu El-Enen, M.M., and Okruch, M. (2007) The texture and composition of tourmaline in metasediments of the Sinai, Egypt: Implications for the tectono-metamorphic evolution of the Pan-African basement. *Mineralogy Magazine*, 71(1), 17-40. <https://doi.org/10.1180/minmag.2007.071.1.17>
- Asgari, A. (2012) Petrology of the Astane granitoid and its comparison with adjacent igneous rocks. Ph.D Thesis, Islamic Azad University, Tehran, Iran (In Persian).
- Bacik, P., Uher, P., Cempirek, J. and Vaculovic, T. (2012) Magnesian tourmalines from plagioclase–muscovite–scapolite metaevaporite layers in dolomite marble near Prosetín (Olešnice Unit, Moravicum, Czech Republic). *Journal of Geosciences*, 57(3), 143-153. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.120>
- Clarke, D.B. (1992) *Granitoid Rocks*. 283 p. Chapman and Hall, London. <https://doi.org/10.1017/S0016756800020343>
- Collines, A.C. (2010) Mineralogy and geochemistry of tourmaline in contrasting hydrothermal system, Coplapo area, Northern Chile. Ph.D. Thesis, University of Arizona, Arizona, United States.
- Esmaily, D., Haghazari, M., Jahangiri, H., and Kosari, A. (2007) Mineral chemistry of tourmaline in quartz-tourmaline veins of Nezamabad area (southwestern Astaneh, Markazi Province, Iran). *Journal of Crystallography and Mineralogy*, 2, 311-332 (In Persian).
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Valizade, M.V., and Hassanzadeh, J. (2012) Geochemistry and Zircon U-Pb geochronology of Aligudarz granitoid complex, Snandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Science*, 43, 11-22. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.09.001>
- Foit, F.F., Jr., and Rosenberg, P.E. (1977) Coupled substitutions in the tourmaline group. *Contributions Mineralogy and Petrology*, 62, 109- 127. <https://doi.org/10.1007/BF00372871>
- Geological and Exploration Division (1969) Geological Map of South-West Iran, 1:1000000. Geological and Exploration Division, National Iranian Oil Company, Tehran, Iran.
- Harraz, H.Z., and El-Sharkaway, M.F. (2001) Origin of tourmaline in the metamorphosed Sikait pelitic belt, south eastern desert, Egypt. *Journal of African Earth Science*, 33, 391-416. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(01\)80071-3](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(01)80071-3)

- Hawkins, J.W., and Allan, J.F. (1994) Petrologic evolution of Lau Basin Sites 834 through 839. In J.W. Hawkins, L.M. Parson and J.F. Allan, Eds., Proceedings, Ocean Drilling Program, Scientific Results, 125, 427–470. College Station, Texas, Ocean Drilling Program. http://www-odp.tamu.edu/publications/135_25.pdf
- Hawthorne, F.C., and 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>
- Henry, D.J., and Guidotti, C.V. (1985) Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite grade metapelites of NW-Marine. *American Mineralogist*, 70, 1-15.
- Henry, D.J., Dutrow, B.L., and Selverstone, J. (2004) Compositional asymmetry in replacement tourmaline - an example from the Tauern Window, Eastern Alps. *American Mineralogist*, 88, 1399.
- Jiang, S.Y., Palmer, M., and Slack, J.F. (1995) Chemistry and boron isotopic composition of tourmaline from the sediment-hosted Sullivan Pb-Zn deposit, British Columbia. Geological Association of Canada Mineralogy Association, Canada Annual Meeting, Prog. Abstract, 20, A-49. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105263>
- Leeman, W.P., and Sisson, V.B. (1996) Geochemistry of boron and its implications for crustal and mantle processes. In E.S., Grew and L.M. Anovitz, Eds., Boron. Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 33, 645-707. The Mineralogical Society of America, Washington DC.
- Liu, T., Jiang, S.Y., Su, H.M., Zhao, K.D., Zhao, H.D., and Cao, M.Y. (2023) Tourmaline as a tracer of magmatic-hydrothermal evolution and potential Nb-Ta-(W-Sn) mineralization from the Lingshan granite batholith, Jiangxi province, southeast China. *Lithos*, 438–439. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.107016>
- London, D., and Manning, D.A.C. (1995) Chemical variation and significance of tourmaline from Southwest England. *Economic Geology*, 90, 495-519. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.3.495>
- Manning, D.A.C. (1982) Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapong batholith of peninsular Thailand. *Mineralogical Magazine*, 45, 139-147. <https://doi.org/10.1180/minmag.1982.045.337.16>
- Masoudi, F., Mahmodi, S., Mohajel, M., and Mehrabi, B. (2010) Dating of Arak –Borujerd granitoid intrusions in northern Sanandaj –Sirjan using U-Pb method. *Journal of Science, Tarbiat Moalem University*, 9(2), 437-446 (In Persian).
- Mikaeili, R., Noghreyan, M., Mackizade, M.A., Taghipour, B., and Tahmasebi, Z. (2009) Mineral's chemistry and geochemistry of propylitic alteration in Astaneh granitoid (southwest Arak). *Journal of Crystallography and Mineralogy*, 1, 93-104 (In Persian).
- Moazzen, M., Moayyed, M., Modjarrad, M., and Darvishi, E. (2004) Azna granitoid as an example of syn-collision S-type granitisation in Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie-Monatshefte*, 11, 489-507. <https://doi.org/10.1127/0028-3649/2004/2004-0489>
- Mohammadi, A., Khalili, M., and Mansouri, M. (2010) Alteration effects on mineralogy and geochemistry of Dehno granitoids. *Journal of Crystallography and Mineralogy*, 18(4), 601-614 (In Persian).
- Morgan, G.B., and London, D. (1989) Experimental reactions of amphibolite with boron-bearing aqueous fluids at 200 Mpa: implications for tourmaline stability and partial melting in mafic rocks. *Contributions to Mineralogy Petrology*, 102, 281-297. <https://doi.org/10.1007/BF00373721>
- Pesquera, A., and Roldan, F.V. (1997) Mineralogy, geochemistry and geological significance of tourmaline-rich rocks from the Paleozoic Cinco Villas Massif (western Pyrenees, Spain). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 129(1):53-74. <https://doi.org/10.1007/s004100050323>
- Pirajno, F., Smithies, R.H. (1992) The FeO/(FeO+ MgO) ratio of tourmaline: a useful indicator of spatial variations in granite- related hydrothermal mineral deposits. *Journal of Geochemical Explorations*, 42(2- 3), 371-381. [https://doi.org/10.1016/0375-6742\(92\)90033-5](https://doi.org/10.1016/0375-6742(92)90033-5)

- Plimer, I.R. (1988) Tourmalinites associated with Australian Proterozoic submarine exhalative ores. In G.H., Friedrich and P.M. Herzig, Eds., Base Metal sulfide Deposits in sedimentary and volcanic environments. 255-283, Springer-Verlag, Berlin. https://doi.org/10.1007/978-3-662-02538-3_16
- Radfar, J. (1987) Geology and Petrology of Astaneh-Goosheh granitoids. M.Sc. Thesis, Tehran University, Tehran, Iran (In Persian).
- Rajaieh, M., Khalli, M., and Mackizadeh, M.A. (2007) Tourmaline genesis in Deh-No granitoids (NE of Aligudarz). Isfahan University Research Journal, 27, 55-68 (In Persian)
- Rosenberg, P.E., Foit, F.F. (1979) Synthesis and characterization of alkali-free tourmaline. American Mineralogist, 64, 180-186.
- Rozendaal, A., and Bruwer, L. (1995) Tourmaline nodules: indicators of hydrothermal alteration and Sn-Zn-(W) mineralization in the Cape Granite Suite, South Africa. Journal of African Earth Sciences, 21 (1), 141-155. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(95\)00088-B](https://doi.org/10.1016/0899-5362(95)00088-B)
- Seprlich, R., Giere, R., and Frey, M. (1996) Evolution of compositional polarity and zoning in tourmaline during prograde metamorphism of sedimentary rocks in the Swiss Central Alps. American Mineralogist, 81, 1222-1236. <https://doi.org/10.2138/am-1996-9-1021>
- Singh, P., and Srivastava, P.K. (2023) Geochemical characterization of tourmaline from granitic pegmatites, Higher Himalayan Crystalline (HHC), Paddar area, India. Arabian Journal of Geosciences, 16, 399. <https://doi.org/10.1007/s12517-023-11457-3>
- Slack J.F., Herriman N., Barnes R.G., and Plimer I.R. (1984) Stratiform tourmalinites in metamorphic terrenes and their geologic significance. Geology, 12, 713-716. <https://doi.org/10.1130/0091-7613>
- Slack, J.F., and Trumbull, R.B. (2011) Tourmaline as a recorder of ore-forming processes. Elements, 7, 321-326. <https://doi.org/10.2113/gselements.7.5.321>
- Tahmasebi, Z., Ahmadi khalaji, A., and Rajaeieh, M. (2009) Tourmalinization in the Astaneh granitoids (south west Arak). Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 17(3), 369-380.
- Tahmasebi, Z., and Ahmadi Khalaji, A. (2009) The use of mineralogical and geochemical evidences of Boroujerd-Astaneh granitoids (Sanandaj-Sirjan Zone) In estimation of depth and magmatic changes in source of these rocks. Journal of Crystallography and Mineralogy, 4, 647-658 (In Persian).
- Tahmasebi, Z., Castro, A., Khalili, M., Khalaji, AA., and Rosa, J. de la. (2010) Petrologic and geochemical constraints on the origin of Astaneh pluton, Zagros orogenic belt, Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 39(3), 81-96. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.03.001>
- Torres-Ruiz, J., Pesquera, A, Gil Crespo, P.P., and Cases, J. (1996) Tourmalinites and Sn-Li mineralization in the Valdeflores area (Caceres, Spain). Mineralogy and Petrology, 56, 209-223. <https://doi.org/10.1007/BF01162604>
- Torres-Ruiz, J., Pesquera, A., Gil Crespo, P.P., and Velilla, N. (2003) Origin and petrogenetic implications of tourmaline-rich rocks in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, southeastern Spain). Chemical Geology, 197, 55-86. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00357-1](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00357-1)
- Trumbull, R. B., and 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)
- Van Hinsberg, V.J, Henry D.J., and Dutrow, B.L. (2011) Tourmaline as a petrologic forensic mineral: a unique recorder of its geologic past. Elements, 7, 323-332. <https://doi.org/10.2113/gselements.7.5.327>
- Warr, L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. Mineralogical Magazine, 85(3), 291-320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Williamson, B.J., Spratt, J., Adams, J.T., Tindle, A.G. and Stanley, C.J. (2000) Geochemical constraints from zoned hydrothermal tourmalines on fluid evolution and Sn mineralization: an example from

fault breccias at Roche, SW England. *Journal of Petrology*, 41, 1439-1453.
<https://doi.org/10.1093/petrology/41.9.1439>

Zhao, Z., Yang, Y., Zhang, T., Lu, Y., Li, W., and Zhang, Z. (2022) Geochemical characteristics and boron isotopes of tourmaline from the Baishaziling tin deposit, Nanling Range: Constraints on magmatic-hydrothermal processes. *Ore Geology Reviews*, 142, 104695.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104695>