

Research Article

A study of enclaves in the Astaneh plutonic complex and comparison with enclaves from other plutonic bodies in the northwest of the Sanandaj-Sirjan zone

Mahboubeh Talebi¹, Ali Asghar Sepahi Gerow^{2*}, Mahsa Tahmasbi³

1- M.Sc of Petrology, Department of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

2- Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran.

Present address: Department of Geology, Faculty of Science Ferdowsi University of Mashhad, Iran

3- Ph. D. student of Petrology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

Keywords: *Astaneh, Enclave, Sanandaj-Sirjan, Subduction, Microgranular*

1-Introduction

The Sanandaj-Sirjan zone is a magmatic-metamorphic belt extending parallel to the main Zagros thrust (Alavi 1994), and the studied area in this research is located in this belt. Metapelitic rocks are the main metamorphic rocks, but layers of metabasite, metacarbonate, and calc-silicate rocks occur too. This structural zone contains numerous plutonic bodies such as Qorveh, Alvand (Hamedan), Boroujerd, Aligoudarz, and Astaneh. Most of these bodies are calc-alkaline and belong to the Jurassic period. The oldest deposits in the studied area belong to the Triassic. The Astaneh plutonic complex is located in the Sanandaj-Sirjan zone southwest of the Shazand and Arak cities. In this area and at the beginning of Pakol village, outcrops of the plutonic body, which includes a range of felsic intrusive igneous rocks, are cropped out. Mafic enclaves can be seen inside the plutonic rocks of the region, which are of different sizes from a few decimeters to a few centimeters and in circular, oval, angular, and elongated shapes. It is composed of granodiorite, tonalite, and minor monzogranite. The enclaves in this body consist of mafic microgranular enclaves, hornfelsic enclaves, andalusite xenocrysts, as well as tourmaline nodules. In addition, they are found in the plutonic complex. In this region, hornfelsic enclaves are seen, which are often angular in shape. Granites often contain mafic magmatic enclaves that are enclosed by their host rock. Lithographic observations show that most of them and their hosts result from incomplete mixing between mafic and felsic magmas in the magma chamber, so many of these enclaves can be interpreted as a set of intrusions concurrent with plutonism. Studying their petrographic composition can significantly improve the understanding of magma reservoir processes. The study in the Astaneh granitoid body mainly consists of field observations, lithological characteristics of granitoids and mafic enclaves, and the geochemistry of their host granitoids. It is considered in this study that enclaves of the plutonic body in the south of Astaneh to be compared with the enclaves of other plutonic masses in the northwest of the Sanandaj-Sirjan in the regions of Qorveh, Hamedan, Malayer, and Aligoudarz.

2-Material and methods

Igneous rocks and their enclaves were investigated after studying maps and aerial photographs in both field and laboratory sections. In the field studies, 100 rock samples were collected from the region's plutonic, metamorphic rocks and enclaves. Fifty thin sections were studied with a polarizing microscope. Ten samples were analyzed using the chemical analysis by XRF method in Kanpajoh Company using the Philips PW 1480 device. Then, it was calculated using the CIPW method based on chemical analysis and the percentage of normative minerals. Some software, such as GCDKIT and GIS, were used to draw diagrams and maps and make calculations.

* Corresponding author: aasepahi@gmail.com

DOI: 10.22055/AAG.2023.43911.2374

Received : 2023-05-29

Accepted : 2023-09-01

3-Results and discussions

The samples of the Astaneh plutonic body are located in the range of poorly differentiated granitoids of type I, S, and M (OGT). In the diagram of Nb (ppm) versus Y (ppm), the Astaneh granitoids are located in the range of volcanic arc granites (VAG) and syn-collisional granites (Syn-COLG), and oceanic ridge granites (ORG). In the diagram of Rb relative to Nb+Y, Astaneh granitoids are located in the range of volcanic arc granites (VAG) and intraplate granites (WPG) (Pearce et al. 1984). The plutonic rocks of the region in the A/NK and A/CNK diagrams are in the realm of meta-aluminous and per-aluminum (Maniar and Piccoli 1989), and the enclaves are in the alkaline and sub-alkaline series. The changes of Na₂O, Al₂O₃, Rb, TiO₂, and MnO are compatible with the increase of the magmatic subtraction process. However, with the rise of SiO₂, the trend of Cr, V, Ni, Fe₂O₃, K₂O, MgO, and rare elements decreases in the enclave and the host. The negative Nb anomaly of these enclaves follows the connection of the body with the subduction zones in the continental margin environment.

The shape of Astaneh enclaves varies, from roughly angular to completely rounded. However, in general, almost elliptical shapes prevail. They are similar in shape and size to the enclaves of other bodies, but the boundary of the enclaves with the host rock is often sharp in the studied body. In other bodies, there are also gradual and vague boundaries in addition to the sharp boundary. The mixing phenomenon is influential regarding the origin of mafic microgranular enclaves in all bodies. However, in the Aligoudarz area, mafic microgranular enclaves are the chilled margins of the magma reservoir, which were broken off in later stages and dispersed within the host.

4-Conclusion

According to the comparison of the studied enclaves with the enclaves of Hamadan, Malayer, Qorveh, and Aligoudarz region, it was found that these enclaves were similar to the Aligoudarz region in terms of the host rock. There is less variety of enclaves in the Astaneh plutonic body. It differs from other bodies, including the absence of surmicaceous enclaves in this region. In terms of the petrography of mafic microgranular enclaves, there is a remarkable similarity between the Astaneh body and other plutonic bodies, including intergranular and poikilitic texture, presence of zoned and sericitized plagioclase. The enclaves are more mafic than their hosts.

References

- Alavi, M., 1994. Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. *Tectonophysics* 229, 211-238. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2)
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids, *Geological Society of America Bulletin* 101, 635-643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101%3C0635:TDOG%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101%3C0635:TDOG%3E2.3.CO;2)
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>

HOW TO CITE THIS ARTICLE:

Talebi, M., Sepahi Garo, A., Tahmasebi, M., 2024. A study of enclaves in the Astaneh plutonic complex and comparison with enclaves from other plutonic bodies in the northwest of the Sanandaj-Sirjan zone. *Adv. Appl. Geol.* 14(1), 63-90.

DOI: 10.22055/AAG.2023.43911.2374

https://aag.scu.ac.ir/article_18598.html

©2024 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers

مطالعه انکلاوهای توده پلوتونیک آستانه و مقایسه آنها با سایر انکلاوهای موجود در توده‌های پلوتونیک شمال غرب زون سنندج - سیرجان

محبوبه طالبی

کارشناسی ارشد پترولوژی، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا همدان

علی اصغر سپاهی*

استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا همدان
آدرس کنونی: گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

مهسا طهماسبی

دانشجو دکتری پترولوژی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا همدان

* aasepahi@gmail.com

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۳/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۶/۱۰

چکیده

توده پلوتونیک آستانه در جنوب غرب اراک در زون سنندج-سیرجان واقع شده است. این توده دارای ترکیب گرانودیوریت، تونالیت و مونزوگرنائیت است. در این توده انواع انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، انکلاو هورنفلسی، زینوکریستهای آندالوزیت و نودول‌های تورمالین یافت می‌شود. تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در نمونه‌های انکلاو میکروگرانولار مافیک و سنگ میزبان روند مشابهی را نشان می‌دهد. مقایسه این انکلاوها با انکلاوهای توده‌های پلوتونیک قروه، الوند (همدان)، ملایر و الیگودرز گویای این است که تنوع انکلاوها در توده پلوتونیک آستانه کمتر است. در اغلب این توده‌ها منشاء اختلاط ماگمایی در انکلاوها مشهود است، به استثنا الیگودرز که انکلاوهای آن حاشیه‌های سریع منجمد شده مخزن ماگما هستند که در مراحل بعدی گسیخته شده و در درون میزبان پراکنده شده‌اند. در ماهیت، شکل و اندازه انکلاوها این توده‌ها به هم شباهت دارند، اما مرز انکلاوها با سنگ میزبان در توده آستانه مشخص است ولی در توده‌های دیگر مرزهای مضرسی، تدریجی تا مبهم نیز دیده می‌شود. دارا بودن بافتهای اینترگرانولار و پوئیکلیتی و وجود پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی و سریسیتی شده و مافیک‌تر بودن انکلاوها نسبت به میزبانان در آنها مشترک است. شکل انکلاوهای توده آستانه از حالت تقریباً زاویه‌دار تا گردشده متغیر می‌باشد. در نمودارهای نرمالیز شده نسبت به کندریت آنومالی منفی عناصری مانند نیوبیم، فسفر و تیتانیم مشاهده می‌گردد. بررسی شیمی کانی‌های بیوتیت، پلاژیوکلاز، آمفیبول، تورمالین و کلریت نیز جایگاه زمین‌ساختی انکلاوها را اغلب مرتبط با مناطق فرورانش نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: آستانه، انکلاو، سنندج-سیرجان، فرورانش، میکروگرانولار.

۱- مقدمه

مجموعه نفوذیه‌های همزمان با پلوتونیسیم تفسیر کرد. بیشتر این انکلاوها در ماگماهای گرانیتوئیدی از عمق به سمت بالا منتقل شده‌اند (Barbarin and Didier, 1992) و در توده‌های گرانیتوئیدی میزبان فلسیک‌تر تبلور یافته‌اند. بنابراین اختلاط ماگمایی در پتروژنز آنها امر محتملی است (Vernon, 1984; Didier and Barbarin, 1991). اگرچه بسیاری از مطالعات نشان داده‌اند که روند اختلاط ژئوشیمیایی بین انکلاو و توده گرانیتوئیدی وجود دارد، اما بررسی دقیق فرآیندهایی که در طی اختلاط رخ می‌دهند دشوار است (Wagerand, 1953; Chapman, 1962; Blake et al., 1965; Walkerand,

گرانیت‌ها اغلب حاوی انکلاوهای ماگمایی مافیک هستند که توسط سنگ میزبان خود محصور می‌شوند (Weibe, 1991; Wiebe et al., 2004; Kamiyama et al., 2007). انکلاوهای مافیک عمدتاً با ساختار ریزدانه آذرین در توده‌های گرانیتوئیدی متالومین گسترده‌اند (Bacon, 1986; Didier and Cantagrel et al., 1984; Barbarin, 1991). مشاهدات سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که اغلب آنها و میزبانان حاصل اختلاط ناقص بین ماگماهای مافیک و فلسیک در اتافک ماگما هستند به طوری که بسیاری از این انکلاوها را می‌توان به عنوان

شهرستان شازند اراک قرار دارد. در این منطقه و در ابتدای روستای پاکل برونزدهای توده پلوتونیک مشاهده می‌شود که شامل طیفی از سنگهای آذرین نفوذی فلسیک است (شکل ۱ a, b). در مجاورت این توده پلوتونیک مجموعه دگرگونی مجاورتی حاصل شده است. در جنوب شرق گرانیتوئیدهای منطقه رخنمون‌های دگرگونی شامل هورنفلسهای هستند که لایه‌بندی اولیه در آنها حفظ شده است. شیبهای لکه‌دار در مناطق دورتر از همبری توده ایجاد شده‌اند. انکلاوهای مافیک با اندازه‌های متفاوت از چند دسی متر تا چند سانتی‌متر و به اشکال مدور، بیضی شکل، زاویه‌دار و کشیده در درون سنگهای پلوتونیک منطقه دیده می‌شوند. به علاوه در این منطقه انکلاوهای هورنفلسی که اغلب به اشکال زاویه‌دار دیده می‌شوند در مجموعه پلوتونیک یافت می‌شوند انکلاوهای موجود در این گرانیتوئیدها از لحاظ شکل و اندازه و احتمالاً ترکیب و منشأ متنوع هستند. علاوه بر انکلاوهای مافیک زینوکریستهای از آندالوزیت‌های اسپینلی شده در داخل گرانیتوئیدها یافت می‌شود. به علاوه نودولهای تورمالین در برخی از سنگها مانند آپلیت‌هایی که مجموعه پلوتونیک را قطع کرده‌اند، رویت می‌شود (شکل ۲ a). در اطراف این نودولها، فلدسپار بیشتر از دیگر نقاط سنگ می‌باشد که هاله سفید رنگی اطراف آنها ایجاد کرده است.

۳- روش مطالعه

مطالعه سنگ های آذرین و انکلاوهای آنها، بعد از مطالعه نقشه و عکس های هوایی در دو بخش صحرائی و آزمایشگاهی انجام شد. در بخش صحرائی ۱۰۰ نمونه سنگ از سنگهای پلوتونیک، دگرگونی و انکلاوهای منطقه برداشت شد و در ادامه پنجاه عدد مقطع نازک مورد مطالعه با میکروسکوپ پلاریزان قرار گرفت. تعداد ۱۰ نمونه جهت انجام آنالیز شیمیایی به روش فلورسانس پرتو ایکس XRF در شرکت کانپزوه توسط دستگاه فیلپس مدل PW 1480 مورد آنالیز قرار گرفت، در این روش برای اندازه گیری دقیق اکسید عناصر اصلی، در ابتدا قرص های شیشه ای از نمونه های ذوب شده تهیه شد، بدین منظور ۵ قسمت از یک کمک ذوب آماده به نام Spectroflux 105 و یک قسمت از پودر نمونه سنگ مورد مطالعه در بوته پلاتینی (95% Pt, Au 5%) در دمای حدوداً ۱۲۰۰-۹۵۰ درجه سانتی گراد به مدت ۱۰ تا ۱۵ دقیقه گداخته شدند تا یک مذاب همگن تشکیل شود. پس از آن، مذاب ها را در قالب های آماده ریخته و در دمای اتاق سرد شدند و نهایتاً این نمونه ها به وسیله دستگاه طیف

1966; Furman and Spera, 1985; Vernon, 1990 (Wiebe et al., 1997). به طور کلی، انکلاوهای مافیک اطلاعات مهمی در مورد فرآیندها و دینامیک اتاق ماگما ارائه می‌کنند (Barbarin, 2005; Kumar, 2010). بنابراین، مطالعه ترکیب سنگ‌نگاری آنها می‌تواند درک فرآیندهای مخزن ماگما را تا حد زیادی بهبود بخشد. مطالعه حاضر عمدتاً مشتمل بر مشاهدات صحرائی، ویژگیهای سنگ‌شناختی گرانیتوئیدها و انکلاوهای مافیک و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای میزبان آنها، شیمی کانی و ترموبارومتري در توده گرانیتوئید آستانه است. مطالعه انکلاوهای این توده به پتروژنز توده‌های پلوتونیک زون سنندج-سیرجان به عنوان یکی از مهمترین مجموعه های پلوتونیک ایران کمک قابل توجهی می‌نماید. از طرفی معرفی انکلاوها و مقایسه آنها به تشابهات کلی و تفاوت‌های جزئی پتروژنتیک این مجموعه های پلوتونیک کمک می‌نماید. بنابراین در این تحقیق علاوه بر مطالعه انکلاوهای توده پلوتونیک جنوب آستانه، مقایسه آنها با انکلاوهای سایر توده‌های پلوتونیک در شمال غرب زون سنندج-سیرجان در مناطق قروه، همدان، ملایر و الیگودرز مد نظر است.

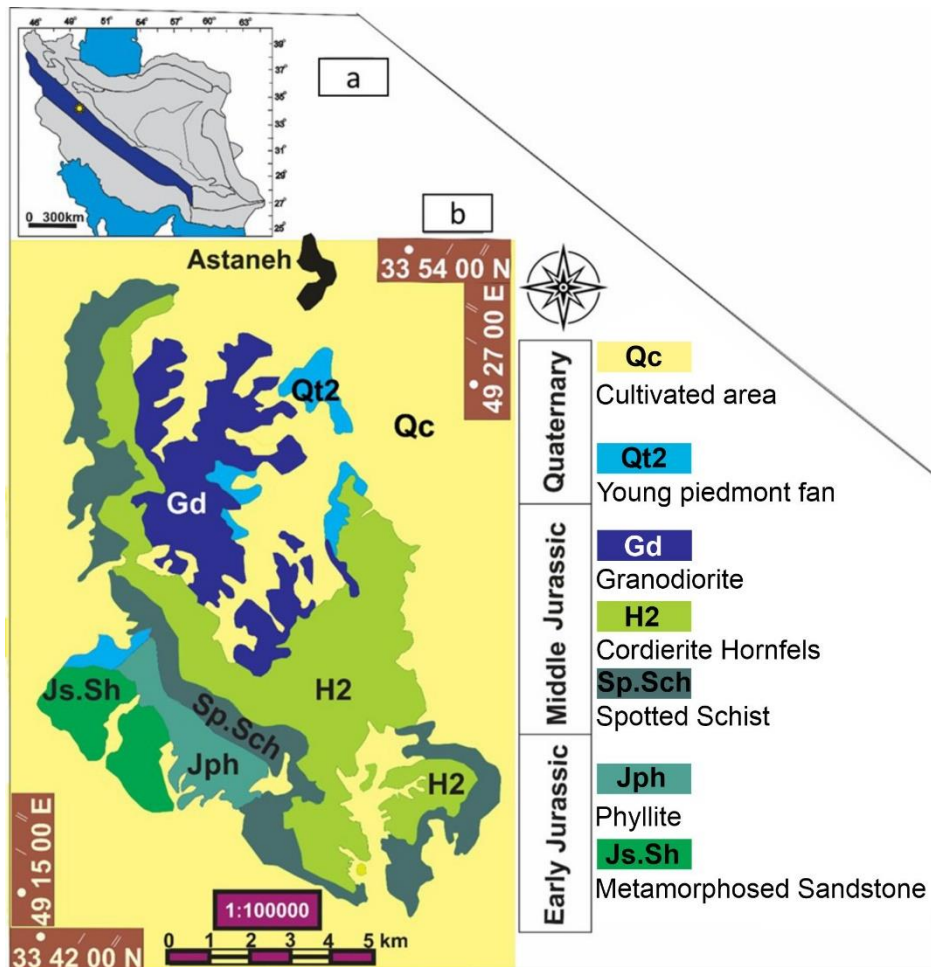
۲- زمین شناسی

۲-۱- زمین شناسی عمومی

کوهزاد زاگرس را از غرب به شرق می‌توان به سه کمربند تقریباً موازی شامل کمربند زاگرس راندگی-چین خورده، زون سنندج-سیرجان و کمربند ماگمایی ارومیه-دختر تقسیم نمود (Alavi, 1994). زون سنندج-سیرجان که منطقه مورد مطالعه در این پژوهش در آن قرار دارد، یک کمربند ماگمایی-دگرگونی است که به طول ۱۵۰۰ کیلومتر از شمال غرب تا جنوب شرق ایران به موازات تراس اصلی زاگرس امتداد دارد. سنگهای متاپلیتی از درجه کم تا بالا عمده سنگهای دگرگونی در این زون را تشکیل داده‌اند که با میان لایه‌هایی از سنگهای متابازیت، متاکربنات و کالک-سیلیکات همراهی می‌شوند. این زون ساختاری توده‌های پلوتونیک متعددی مانند قروه، الوند (همدان)، بروجرد، الیگودرز و آستانه را در خود جای داده است. اغلب این توده‌ها کالک‌آلکانل و متعلق به زمان ژوراسیک هستند (Esna-Ashari, 2012; Shahbazi et al., 2010; Torkian et al., 2007; Khalaji et al., 2008). قدیمی‌ترین نهشته‌های منطقه مورد مطالعه به تریاس منسوب است. مجموعه پلوتونیک آستانه در زون سنندج-سیرجان و در جنوب غرب

استفاده ۱۵ کیلو ولت، قطر پرتو تابشی ۵-۲ میکرون و شدت جریان نیز ۲۰ میلی آمپر می باشد. در این پژوهش از نرم افزارهای GCDKIT و GIS جهت ترسیم نمودارها، نقشه ها و انجام محاسبات استفاده شد. سپس به روش CIPW از روی تجزیه شیمیایی و درصد اکسیدهای موجود در سنگ، کانی های نرماتئو محاسبه شد.

سنگ فلورسانس پرتوی ایکس مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. به منظور بررسی شیمی کانی های مورد مطالعه، در مجموع ۳۵ نقطه، شامل: بیوتیت: ۹ نقطه، پلاژیوکلاز: ۱۱ نقطه، آمفیبول: ۱۰ نقطه و تورمالین ۵ نقطه، توسط دستگاه ریزکاو الکترونی مدل SX100 ساخت شرکت کامکای کشور فرانسه، موجود در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران مورد آنالیز نقطه ای قرار گرفت. در این دستگاه ولتاژ شتاب دهنده مورد



شکل ۱- (a) نقشه ایران که زون سنندج-سیرجان و منطقه مورد مطالعه در آن با محدوده رنگی و ستاره مشخص است، (b) نقشه زمین شناسی محدوده مورد مطالعه واقع در آستانه اقتباس از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ شازند (با کمی تغییر از Sahandi et al., 1385).

Fig. 1. (a) Iran Map showing the Sanandaj-Sirjan zone and the studied area marked with colored field and star, (b) The geologic map of the studied area located near Astaneh adapted from the 1:10000 map of Shazand (with a slight change from Sahandi et al., 2015).

۴- سنگ نگاری میزبان

سنگ های میزبان مجموعه پلوتونیک آستانه شامل تونالیت، گرانودیوریت و مونزوگرانیت همراه با رگه های پگماتیستی و آپلیتی می باشد. حجم اصلی توده گرانیتوئیدی آستانه ترکیب گرانودیوریتی دارد (شکل ۲ a, b, c, d و e شکل ۳ b).

۱-۴ گرانودیوریت ها

حجم اصلی توده گرانیتوئیدی آستانه ترکیب گرانودیوریتی دارد. ترکیب سنگ های این واحد از گرانودیوریت تا تونالیت تغییر می کند. در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن دیده می شوند. بافت های مشاهده شده سابهدرال گرانولار، میرمکیتی،

سنگ‌های میزبان را تشکیل می‌دهند اغلب سریسیتی و سوسوریتی شده‌اند و همچنین دارای زونینگ نوسانی می‌باشند. این کانی اغلب به صورت یوهدرال تا سابهدرال دیده می‌شود. در بعضی از نمونه‌ها آمفیبول‌ها (حدود ۲۵ درصد) در هسته‌ها با پیروکسن شروع می‌شود که بعداً به آمفیبول تبدیل شده است. کانی‌های فرعی زیرکن، آپاتیت و تورمالین می‌باشند و کانی‌های ثانویه کلریت، سریسیت، زونیزیت و کلینوزونیزیت می‌باشند.

۵- سنگ‌های دگرگونی منطقه

۱-۵- اسلیت‌های لکه‌دار

اسلیت‌ها در نمونه‌دستی به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شوند. بافت آن‌ها لکه‌ای است. کانی‌های اصلی شامل کوارتز، بیوتیت، مسکوویت می‌باشد. کانی‌های ثانویه سریسیت و کلریت هستند (شکل ۲ b، شکل ۳ c).

۲-۵- هورنفلس

هورنفلس‌های منطقه در نمونه‌دستی به رنگ خاکستری تیره و از نوع تورمالین‌دار می‌باشند. بافت در این سنگ‌ها گرانولاستیک است. کانی‌های اصلی شامل کوارتز، بیوتیت، مسکوویت و پلاژیوکلاز می‌باشد. کانی‌های فرعی تورمالین، کلریت و سریسیت می‌باشد. هورنفلس‌ها در بعضی نقاط حالت تورمالینیت دارد (شکل ۲ d).

۶- انکلاوهای مورد مطالعه

۱-۶- انکلاوهای میکروگرانولار مافیک (MME)

انکلاوهای میکروگرانولار مافیک به لحاظ سنگ‌شناسی دارای ترکیب دیوریتی و تونالیتی هستند.

۲-۶- میکرودیوریت‌ها

این انکلاوها در نمونه‌دستی غالباً به رنگ خاکستری تیره و دانه ریز می‌باشند. بافت آن‌ها سابهدرال گرانولار و اینترگرانولار می‌باشد. این سنگ‌ها ترکیب همگنی از کانی‌های ریز بلور آمفیبول، پلاژیوکلاز، بیوتیت و کوارتز دارند. پلاژیوکلازها به صورت یوهدرال و اکثراً در حاشیه خوردگی و انحلال نشان می‌دهند زیرا پلاژیوکلازها کلسیک بوده و سوسوریتی شده‌اند و زونیزیت و کلینوزونیزیت تشکیل شده است، بعضی از پلاژیوکلازها سریسیتی شده‌اند. آمفیبول بعد از پلاژیوکلاز فراوانترین کانی موجود در این انکلاوها می‌باشد که گاهی در زمینه به صورت اشکال کشیده و گاهی به صورت بلورهای درشت و انهدرال دیده می‌شود. کوارتز اکثراً به صورت کانی انهدرال متبلور شده است.

پوئی کیلیتیک و گاهی پرتیتی می‌باشند. کانی‌های اصلی کوارتز (حدود ۳۰ درصد)، پلاژیوکلاز (حدود ۴۰ درصد)، ارتوکلاز (حدود ۱۰ درصد) و بیوتیت و مقدار کمتری آمفیبول در آن دیده می‌شود. کانی فرعی زیرکن و کانی‌های ثانویه کلریت، اپیدوت، کلینوزونیزیت و کوندوم می‌باشند و جهت‌گیری چشمگیری ناشی از جهت‌گیری کانی‌ها (به ویژه بیوتیت)، در مناطقی که تحت تأثیر زون‌های برشی قرار گرفته‌اند، در آن‌ها دیده می‌شود که می‌تواند حاکی از یک دگرگونی دینامیکی در منطقه باشد. پلاژیوکلازها به صورت سابهدرال تا یوهدرال و اغلب سریسیتی و سوسوریتی و همچنین دارای زونینگ نوسانی می‌باشند. کوارتزها در دو اندازه ی ریز و درشت و به صورت انهدرال تا سابهدرال مشاهده می‌شوند. بیوتیت به صورت انهدرال تا سابهدرال و اغلب کلریتی شده است. در بخش‌های حاشیه‌ای، این سنگ‌ها حاوی زینوکریست‌های آندالوزیت‌اند. فراوانی بلورهای آندالوزیت در بخش‌های مختلف متفاوت است و جهت یافتگی خاصی نشان نمی‌دهند.

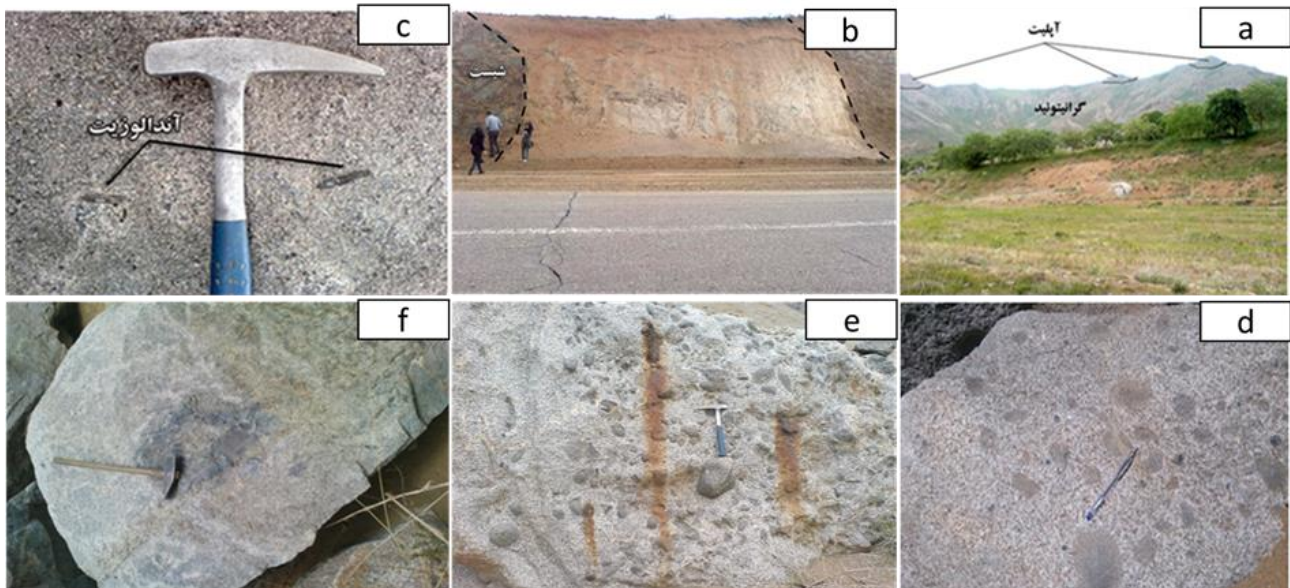
۲-۴- مونزوگرانیت‌ها

واحد گرانودیوریتی در جنوب توده به سمت مونزوگرانیت میل می‌کند و با توجه به رنگ روشن‌تر در نمونه‌دستی، از این واحد قابل تشخیص است، ولی با این حال مرز مشخصی ندارند و قابل جدایش نیستند. بافت اصلی سنگ سابهدرال گرانولار است اما بافت‌های دیگر مثل پرتیتی، میرمیکیتی و پوئی کیلیتیک نیز مشاهده می‌شود. کانی‌های اصلی آن کوارتز به صورت انهدرال (حدود ۲۵ درصد)، پلاژیوکلاز به صورت سابهدرال (حدود ۳۵ درصد)، ارتوکلاز به صورت انهدرال (حدود ۳۰ درصد)، بیوتیت (حدود ۱۰ درصد) و گاهی مسکوویت ثانویه می‌باشد. پلاژیوکلازها سریسیتی و سوسوریتی شده و بیوتیت‌ها نیز کلریتی شده است. کانی‌های ثانویه کلریت و اپیدوت می‌باشد.

۳-۴- تونالیت‌ها

این سنگ‌ها در مجاورت واحد گرانودیوریت برونزد دارند و ارتفاعات منطقه را تشکیل داده‌اند و خاکستری رنگ و از نظر درجه رنگینی مزوکرات هستند. بافت غالب معمولاً سابهدرال گرانولار و پوئی کیلیتیک و در بعضی نمونه‌ها بافت گرانوفیری دیده می‌شود که از علائم تبلور در عمق کم است. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول و مقدار کمی ارتوکلاز می‌باشد. کوارتز معمولاً به صورت انهدرال دیده می‌شود (حدود ۳۰ درصد). پلاژیوکلازها که حدود ۳۰ تا ۴۰ درصد

فراوانی کانی‌های تیره (آمفیبول و بیوتیت) در این انکلاوها نسبت به سنگ میزبان بیشتر است و دانه ریزتر از میزبان هستند. بیوتیت‌ها گاهی کلریتی شده‌اند (شکل ۳ i).



شکل ۲- (a) تصویر توده گرانیتوئیدی منطقه، (b) تصویری از کنتاکت گرانیت‌ها و شیست‌های منطقه مورد مطالعه، (c) زینوکریست‌های آندالوزیت در مونوزوگرانیت، (d) تصویر ماکروسکوپی از اندازه و شکل انکلاوهای میکروگرانولار مافیک موجود در توده گرانیتوئیدی آستانه (منطقه پاکل)، (e) تصویری از انکلاوهای میکروگرانولار مافیک با ترکیب دیوریتی و تونالیتی در گرانیتوئیدها (منطقه سربند) و (f) تصویری از انکلاو هورنفلسی منطقه آستانه (منطقه پاکل).

Fig. 2. (a) Picture of the granitoid body of the region, (b) Picture of the contact of granites and schists of the studied area, (c) Andalusite xenocrysts in monzogranite, (d) Macroscopic picture of the size and shape of mafic microgranular enclaves in the Astaneh granitoid mass (Pakal region), (e) A picture of mafic microgranular enclaves with diorite and tonalite composition in granitoids (Sarband region) and (f) A picture of hornfelsic enclave in Astaneh region (Pakal region).

(شکل ۳ j، e). کانی‌های ثانویه آن‌ها کلریت، سریسیت، اپیدوت، زونیزیت و کلینوزونیزیت می‌باشد.

۴-۶- میکرو تونالیت‌ها

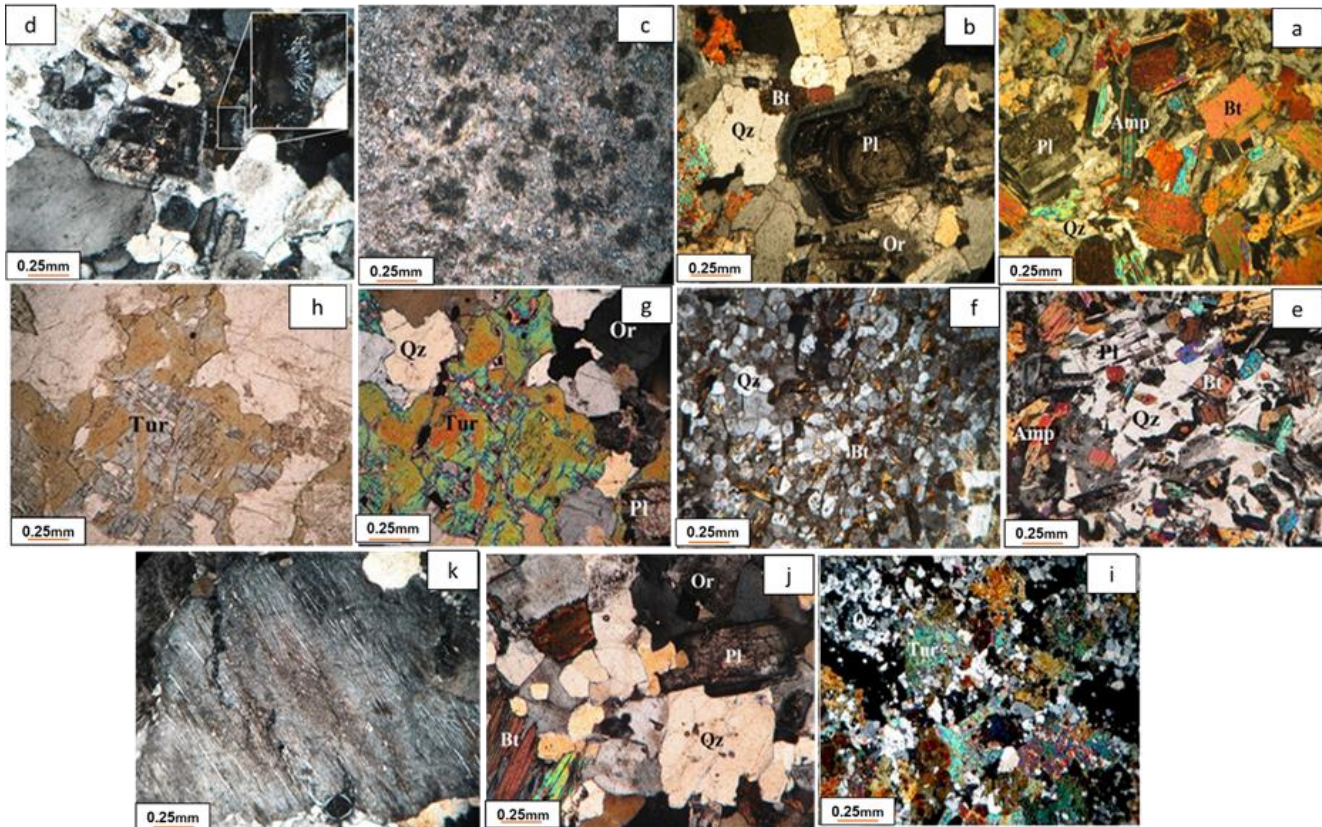
این انکلاوها در نمونه‌دستی به رنگ خاکستری روشن تا تیره دیده می‌شوند. از سنگ‌های میزبان خود دانه ریزتر و مافیک‌تر هستند و گاهی جهت یافتگی نشان می‌دهند. بافت‌های اصلی در این انکلاوها سابه‌درال گرانولار و اینترگرانولار بوده اما در برخی از مقاطع بافت پوئی‌کلیتیک نیز مشاهده می‌شود (شکل ۳ a). این بافت‌ها با عمق تبلور سنگ‌ها ارتباط پیدا می‌کند. ترکیب غالب این انکلاوها، پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت است که در زمینه‌ای از کوارتز پراکنده‌اند. پلاژیوکلازها به صورت سابه‌درال تا یوه‌درال و معمولاً به سریسیت و زونیزیت تبدیل شده است و در بعضی نمونه‌ها دارای زونینگ نوسانی می‌باشند. کوارتز به صورت انهدرال و بلورهای آمفیبول سابه‌درال و دانه

۳-۶- کوارتز دیوریت‌ها

این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن تا تیره دیده می‌شوند. بافت‌های مشاهده شده در آن‌ها شامل بافت اینترگرانولار، سابه‌درال گرانولار و پوئی‌کلیتیک می‌باشد. ترکیب اصلی آن‌ها شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، کوارتز است. پلاژیوکلازها به صورت سابه‌درال تا یوه‌درال و اغلب سریسیتی و سوسوریتی و همچنین دارای زونینگ نوسانی می‌باشند. نوع آمفیبول موجود در این انکلاوها با توجه به ویژگی‌های نوری آن، از نوع هورنبلند سبز می‌باشد. اندازه آن‌ها متغیر است، گاهی به صورت اشکال کشیده و گاهی به شکل بلورهای درشت انهدرال دیده می‌شوند. کوارتزها گاهی ریز و گاهی درشت و به صورت انهدرال تا سابه‌درال مشاهده می‌شوند. بیوتیت هم به صورت انهدرال تا سابه‌درال و اغلب کلریتی شده است. در بعضی نقاط کوارتز چشمی و درشت دیده می‌شود

ثانویه شامل سریسیت، کلریت، کلینوزوئیزیت و زوئیزیت می-باشند. زوئیزیت در نتیجه سوسوریتی شدن در مرکز پلاژیوکلازهای زونه حاصل شده است و کلریت از دگرسانی بیوتیت بوجود آمده است (شکل ۳ i).

ریز و بیوتیت به صورت بلورهای انهدرال تا سابهدرال دیده می-شود. در این انکلاوها نیز کوارتز چشمی دیده می-شود. از کانی-های فرعی به زیرکن و آپاتیت می-توان اشاره کرد. کانی-های



شکل ۳- (a) تصویر میکروسکوپی از سنگ میزبان تونالیت در نور XPL، (b) تصویر میکروسکوپی سنگ میزبان گرانودیوریت در نور XPL، (c) تصویر میکروسکوپی از اسلیت لکه‌دار در نور XPL، (d) تصویر میکروسکوپی بافت میرمکیت در مونزوگرانیت در نور XPL، (e) تصویر میکروسکوپی از انکلاو کوارتز دیوریت در سنگ میزبان گرانودیوریت در نور XPL، (f) تصویر میکروسکوپی از زینولیت هورنفلسی در نور XPL، (g, h) تصویر میکروسکوپی از آپلیت تورمالین-بافت در نور XPL و PPL، (i) تصویر میکروسکوپی از انکلاو میکرودیوریت در سنگ میزبان تونالیت در نور XPL، (j) تصویری از آپلیت تورمالین دار در نور XPL و در نور PPL، (k) تصویر میکروسکوپی بافت پرتیت در گرانودیوریت در نور XPL. (Bt: بیوتیت، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز، Amp: آمفیبول، Tur: تورمالین، Or: اورتوکلاز) علائم اختصاری کانی‌ها بر طبق (Whitney and Evans, 2010).

Fig. 3. (a) Microscopic image of tonalite host rock in XPL, (b) Microscopic image of granodiorite host rock in XPL, (c) Microscopic image of spotted slate in XPL, (d) Microscopic image of myrmekite texture in monzogranite in XPL, (e) Microscopic image of quartz diorite enclave in granodiorite host rock in XPL, (f) Microscopic image of hornfelsic xenolith in XPL, (g, h) Microscopic image of tourmaline-bearing aplite in XPL and PPL, (i) Microscopic image of microdiorite enclave in tonalite host rock in XPL, (j) Image of quartz ocelli in quartz diorite enclave, (k) Microscopic image of perthite texture in granodiorite in XPL (Bt: biotite, Pl: plagioclase, Qz: quartz, Amp: amphibole, Tur: tourmaline, Or: orthoclase). Mineral abbreviations according to (Whitney and Evans, 2010).

۵-۶- انکلاوهای هورنفلسی

مشاهده شده در این زینولیت هورنفلسی گرانوبلاستیک و کانی-های اصلی آن شامل کوارتز، اورتوکلاز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و مسکوویت می-باشد. کانی ثانویه کلریت می-باشد که از دگرسانی بیوتیت بوجود آمده است. اندازه دانه‌های کوارتز در آن‌ها متغیر است (شکل ۳ f).

رنگ این انکلاوها در نمونه‌دستی خاکستری روشن و معمولاً دانه‌ریز و زاویه‌دار هستند. دارای ساخت توده‌ای می-باشند. بافت

۶-۶- رگه‌های آپلیتی - پگماتیتی

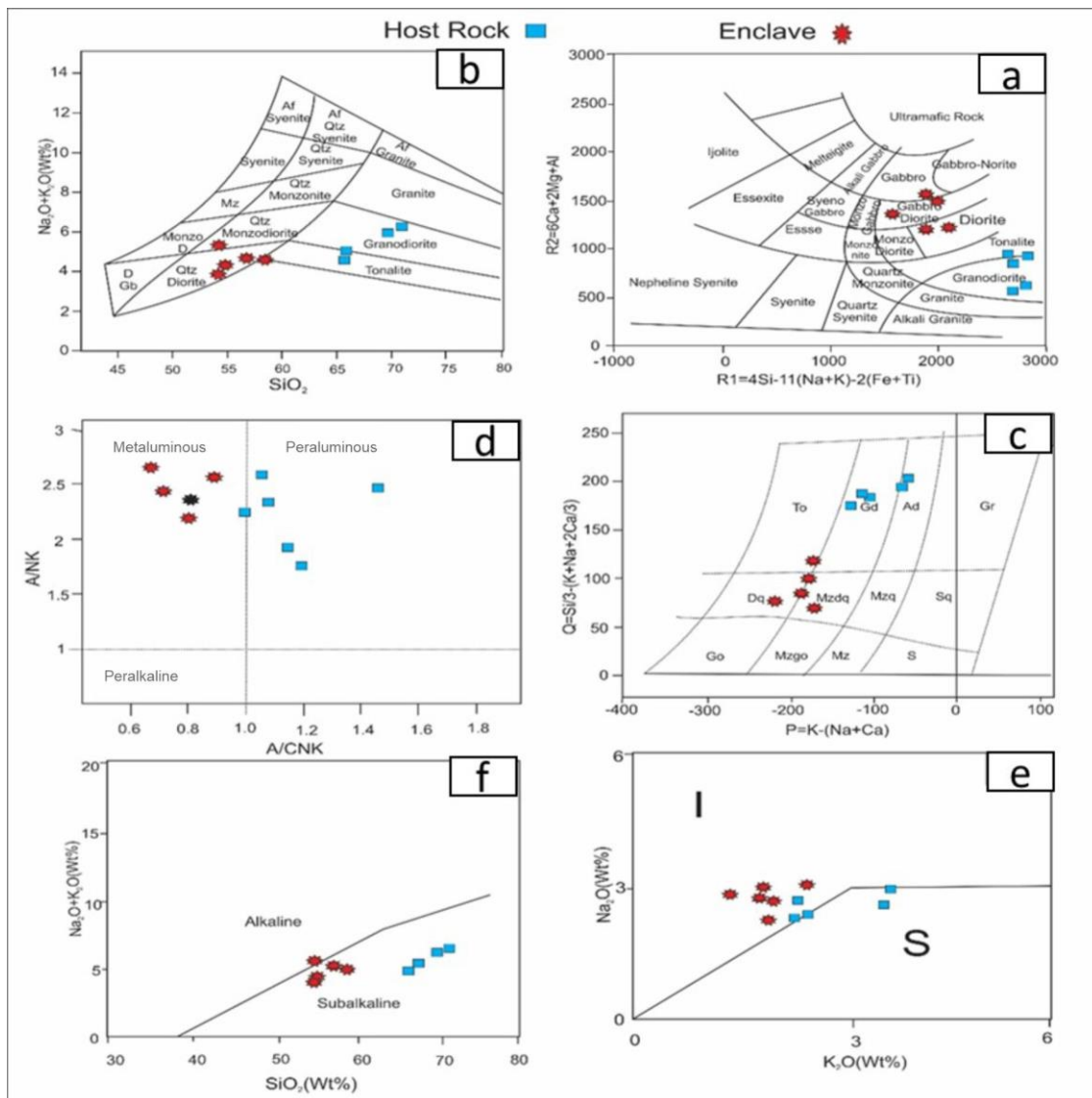
آپلیت‌ها در نمونه‌دستی به رنگ خاکستری روشن تا سفید دیده می‌شوند. آپلیت‌های منطقه از نوع آپلیت تورمالین‌دار می‌باشند. دانه‌بندی این سنگ‌ها دانه شکری و ریزتر از گرانیتوئیدها می‌باشد. بافت اصلی در این سنگ‌ها انهدرال گرانولار است اما بافت پرتیت نیز در برخی مقاطع مشاهده می‌شود (شکل‌های ۲ a و ۳ g و h).

۷- ژئوشیمی

براساس نامگذاری (De La Roche et al., 1980)، اغلب سنگ‌های میزبان مجموعه آستانه در محدوده گرانودیوریت و تونالیت و اغلب انکلاوها در محدوده دیوریت، گابرو و گابرودیوریت می‌باشد (شکل ۴ a). (De La Roche et al., 1980)، براساس نسبت‌های کاتیونی مدلی برای سنگ‌های ولکانیک و پلوتونیک ارائه کرده‌اند. R1 در محور X و R2 در محور Y قرار می‌گیرد و به صورت زیر تعریف می‌شوند. $R1 = Al + Fe^* + Ti - 2(Na + K) - 6Ca - 2Mg - 4Si$ و $R2 = Si / 3$ (شکل ۴ b). در رده‌بندی شیمیایی براساس نمودار $Q = Si / 3$ مقابل $P = K - (Na + Ca) - (K + Na + 2Ca / 3)$ می‌باشد. در این نمودار (شکل ۴ c) ترکیب سنگ‌های میزبان در محدوده گرانیت تا آداملیت، انکلاوها نیز در محدوده دیوریت، تونالیت و کوارتز مونزودیوریت قرار دارد. در نمودار اشباع آلومینا یا ضریب شاند (A/NK - A/CNK)، که توسط (Maniar and Piccoli, 1989) ترسیم شده است. سنگ‌های پلوتونیک منطقه در قلمرو متاآلومین و پراآلومین قرار گرفته‌اند (شکل ۴ d). برای

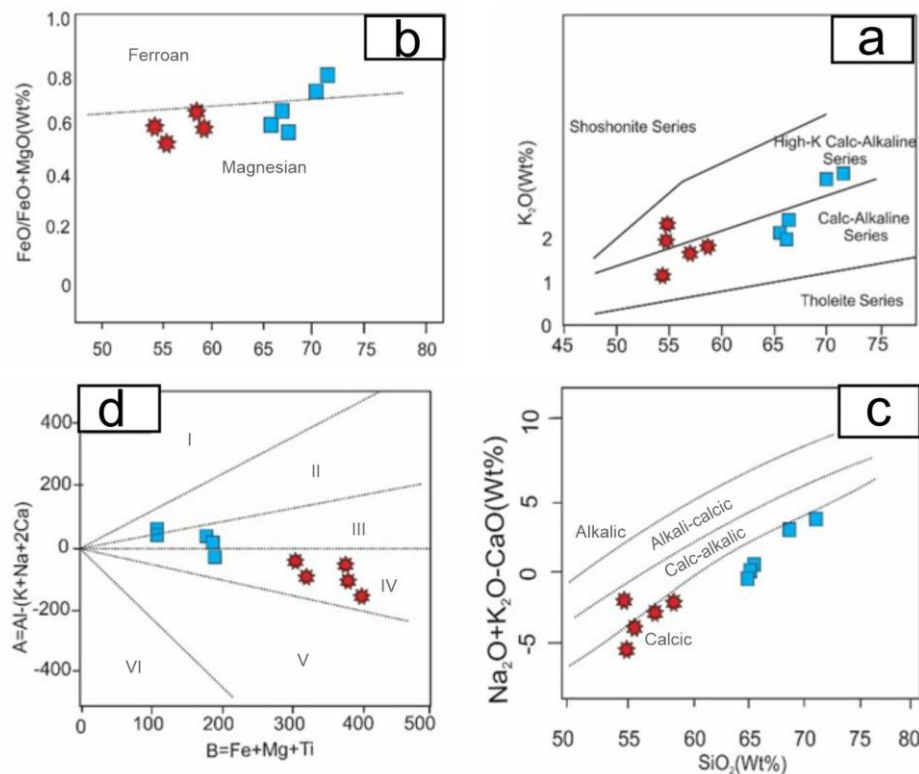
تعیین تیپ از نمودار Na_2O در مقابل K_2O استفاده شده است. همانطور که در نمودار مشاهده می‌شود سه نمونه از گرانیت‌های این مجموعه در تیپ I و دو نمونه در مرز تیپ S تصویر شده‌اند (شکل ۴ e). براساس نسبت اکسیدهای آلکالن در مقابل سیلیس یک انکلاو در سری آلکالن و بقیه انکلاوها و سنگ‌های میزبان مجموعه آستانه در سری ساب آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۴ f).

براساس نمودار $K_2O - SiO_2$ ، سنگ‌های میزبان در سری کالک آلکالن تا کالک آلکالن پتاسیم بالا، انکلاوها نیز در محدوده کالک آلکالن تا کالک آلکالن پتاسیم بالا قرار دارد (شکل ۵ a). براساس نسبت $(FeO^{tot} / FeO^{tot} + MgO)$ در مقابل SiO_2 سنگ‌های گرانیتی منیزیم‌دار از سنگ‌های گرانیتی آهن‌دار متمایز می‌شوند. همانطور که در نمودار (Frost et al, 2001) مشخص است، سه نمونه از سنگ‌های میزبان و انکلاوها در محدوده سنگ‌های گرانیتی منیزیم‌دار قرار گرفته‌اند و دو نمونه از سنگ‌های میزبان در محدوده سنگ‌های گرانیتی آهن‌دار تصویر شده‌اند (شکل ۵ b). فاکتور دیگری که برای طبقه‌بندی سنگ‌های گرانیتی وجود دارد، ضریبی به نام MALI است که از کم کردن ضریب آلکالی از آهک اصلاح شده بدست می‌آید و بر اساس فرمول $MALI = (Na_2O + K_2O - CaO)$ نسبت به SiO_2 محاسبه می‌شود. بر روی این نمودار یک نمونه از انکلاوها در محدوده کالک آلکالی و بقیه انکلاوها و سنگ‌های میزبان منطقه در محدوده کلسیک قرار می‌گیرند (شکل ۵ c). به منظور بررسی ژئوشیمی عناصر اصلی، ابتدا سنگ‌های گرانیتی را براساس شاخص اشباع از آلومینیوم (ASI) (Aluminuom Saturation Index) تقسیم‌بندی و سپس جهت بررسی روند تکاملی و رفتار عناصر اصلی سنگ‌های منطقه از نمودارهای هارکر استفاده می‌کنیم. همانطور که در نمودار مشخص است یک نمونه از سنگ میزبان در محدوده IV (متاآلومین) و بقیه نمونه‌ها در محدوده‌های II و III (پراآلومین) و انکلاوها در محدوده IV (متاآلومین) تصویر شده‌اند (شکل ۵ d).



شکل ۴ - (a) موقعیت انکلاوها و سنگ میزبان در مجموعه آستانه در نمودار طبقه بندی سنگ های آذرین پلوتونیک (De La Roche et al., 1980)، (b) موقعیت نمونه های میزبان و انکلاو مورد مطالعه در طبقه بندی (Middlemost, 1994)، (سیلیس و اکسیدهای آلکان براساس درصد وزنی هستند). (c) نمودار تغییرات Q در مقابل P (Debon and Le Fort, 1983) و موقعیت نمونه ها بر روی آن. شرح علائم: gr- گرانیت، ad- آداملیت، gd- گرانودیوریت، to- تونالیت، sq- کوارتز سینیت، mzq- کوارتز مونزونیت، mzdq- کوارتز مونزودیوریت، dq- کوارتزدیوریت، s- سینیت، mz- مونزونیت، mzgo- مونزوغابرو، ga- گابرو. (d) نمودار تغییرات A/CNK در مقابل A/NK جهت تعیین درجه اشباع از آلومینا، (e) (Maniar and Piccoli, 1989) Na2O vs. K2O نمودار برای تعیین تیپ گرانیت های منطقه و (f) نمودار تعیین سری ماگمایی نمونه های انکلاو و میزبان مجموعه آستانه (Rickwood, 1989).

Fig. 4. (a) The position of the enclaves and host rock in the Astaneh complex in the classification diagram of plutonic igneous rocks (De La Roche et al., 1980), (b) The position of the host and enclave samples in the classification of Middlemost, 1994, (silica and alkaline oxides are based on weight percentage), (c) Q versus P variation diagram (Debon and Le Fort, 1983) and the position of the samples on it. Description of symbols: gr - granite, ad - adamlite, gd - granodiorite, to - tonalite, sq - quartz syenite, mzq - quartz monzonite, mzdq - quartz monzodiorite, dq - quartzdiorite, s - syenite, mz - monzonite, mzgo - monzogabbro, ga - Gabbro, (d) A/CNK vs. A/NK variation graph to determine the degree of alumina saturation (Maniar, and Piccoli, 1989), (e) Na₂O vs. K₂O graph to determine the type of granites in the region, and (f) Magma series determination diagram of the sample enclave and host of the Astaneh complex (Rickwood, 1989).



شکل ۵ - (a) تعیین سری ماگمایی سنگ‌های میزبان و انکلاوهای آستانه توسط نمودار $K_2O - SiO_2$ (Peccerillo and Taylor, 1976) (سیلیس و اکسید پتاسیم براساس درصد وزنی هستند). (b) نمودار تغییرات $(FeO^{tot} / FeO^{tot} + MgO)$ در مقابل SiO_2 جهت تفکیک گرانیتوئیدهای آهن‌دار از منیزیم‌دار (Frost et al., 2001)، نمودار $(Na_2O + K_2O - CaO)$ در مقابل SiO_2 جهت تعیین ضریب آلكالی به آهک اصلاح شده (Frost et al., 2001) و (d) موقعیت نمونه‌های میزبان و انکلاو در نمودار (Debon and Le Fort, 1983).

Fig. 5. (a) Determination of the magmatic series of the host rocks and the Astaneh enclaves by $K_2O - SiO_2$ diagram (Peccerillo and Taylor, 1976), (silica and potassium oxide are based on weight percentage), (b) variation diagram $(FeO^{tot} / (FeO^{tot} + MgO))$ vs. SiO_2 to distinguish iron-bearing from magnesium-bearing granitoids (Frost et al., 2001), (c) Graph $(Na_2O + K_2O - CaO)$ versus SiO_2 to determine the modified alkali-lime index (Frost et al., 2001), and (d) Location of host and enclave samples in the (Debon and Le Fort, 1983) diagram.

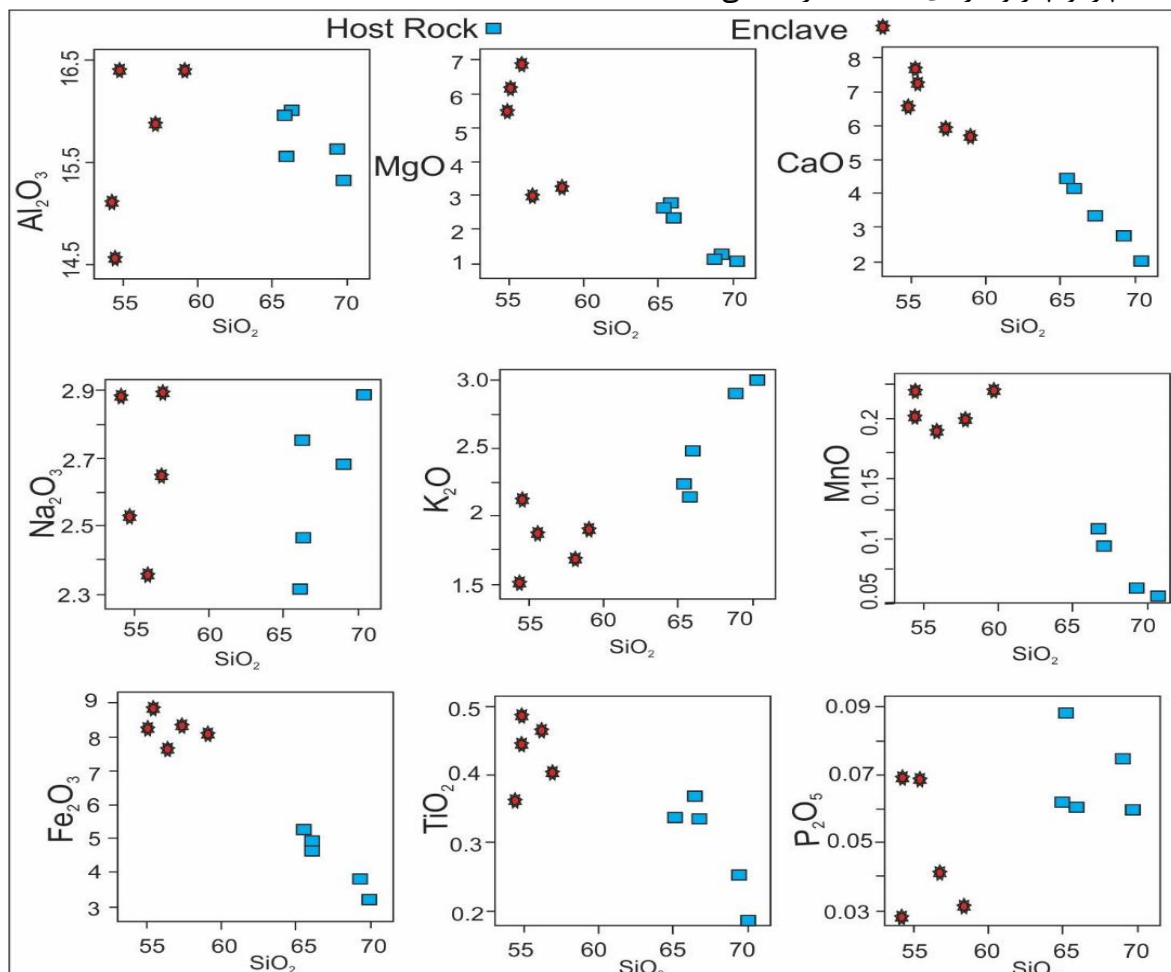
با فراوانی کانی‌های آمفیبول و فرومنیزین در انکلاوها در ارتباط است. بیشترین مقدار این اکسید در انکلاوهای مافیک می‌باشد. در بین میزبان‌ها بیشترین مقدار MgO در میزبان حدواسط و کمترین مقدار در میزبان مونزوگرانییتی است، میزان کم چنین کانی‌هایی در سنگ‌های مونزوگرانییتی، میزان MgO را در این سنگ‌ها به حداقل رسانده است. انکلاوها نسبت به میزبان‌ها از CaO بیشتری برخوردار هستند، این مسئله ناشی از فراوانی بیشتر کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول در انکلاوهاست. کلسیم در مراحل اولیه انجماد ماگمایی در ساختمان پلاژیوکلازهای با درصد آنورتیت بالا وارد می‌شود. از آنجایی که در جریان تبلور ماگما پلاژیوکلازهای متبلور شده در مراحل اولیه غنی از Ca فقیر از Na می‌باشند با افزایش سیلیس و ادامه روند تبلور از

۸- روند تغییرات عناصر اصلی نسبت به سیلیس

طی اختلاط، واکنش‌هایی بین انکلاو و میزبان رخ داده که باعث می‌شود بعضی از اکسیدها و عناصر در مرز بین آن‌ها جابجا شوند. در مراحل اولیه انجماد اکسید آلومینیوم وارد ساختمان پلاژیوکلاز کلسیک می‌شود و با افزایش SiO_2 میزان این اکسید در سنگ‌های میزبان روند نزولی نشان می‌دهد. در نتیجه جابجایی این اکسید را از توده‌های گرانیتوئیدی به انکلاوها (مخصوصاً انکلاوهای میکروگرانولار مافیک) داریم. بطور کلی مقدار MgO گرانیتوئیدهای مورد مطالعه کم بوده و از ۰/۶۸ تا ۲/۱۸ درصد وزنی و در انکلاوها از ۳/۳۶ تا ۶/۷۷ درصد وزنی متغیر است. با این حال با افزایش SiO_2 مقدار این اکسید در میزبان‌ها و انکلاوها کاهش می‌یابد (شکل ۶) این میزان از MgO

همین امر باعث افزایش آن در مراحل پایانی تبلور و نمونه‌های فلسیک می‌شود. تغییرات اکسید منگنز در انکلاوها همراه با افزایش سیلیس روند افزایش نشان می‌دهد. با این حال در سنگ‌های میزبان روند کاهش داریم، روند کاهش این اکسید در گرانیته‌ها حاکی از جایگزینی MnO در ساختمان کانی‌های فرومنیزین است. میزان بالای Fe2O3 در این انکلاوها با فراوانی کانی‌های فرومنیزین مانند آمفیبول، بیوتیت در آن‌ها می‌توان توجیه کرد. مقدار TiO2 با افزایش SiO2 در انکلاوها و میزبان‌ها روندهای متفاوتی را نشان می‌دهد به طوری که در انکلاوها با افزایش SiO2 میزان TiO2 افزایش می‌یابد و در میزبان‌ها با افزایش SiO2، TiO2 سیر نزولی نشان می‌دهد (شکل ۶). مقدار P2O5 هم در میزبان‌ها و هم در انکلاوها با افزایش سیلیس P2O5 روند مشخصی نشان نمی‌دهد. (جدول ۱ و ۲، شکل ۶).

میزان Ca کاسته شده و در مراحل بعدی پلاژیوکلازهای غنی از Na تشکیل می‌شوند. همچنین روند کاهش این اکسید از انکلاو به میزبان را نیز می‌توان به تغییر ترکیب پلاژیوکلازها از انواع با آنورتیت بیشتر در انکلاوها به سمت با آلبیت بیشتر در سنگ‌های میزبان نسبت داد. Na2O در سنگ‌های میزبان از ۲/۸۹ تا ۲/۸۹ درصد وزنی و در انکلاوها از ۰/۶۹ تا ۲/۸۸ درصد وزنی متغیر است. با افزایش روند تفریق مقدار این اکسید افزایش می‌یابد. این افزایش حاکی از ورود این عنصر طی تفریق و انجماد ماگما در ساختمان پلاژیوکلازهای سدیک و آمفیبول است. پتاسیم به دلیل شعاع یونی بالا قادر به شرکت در ساختمان کانی‌های تشکیل شده در مراحل اولیه انجماد ماگما (این عنصر در مراحل اولیه تبلور ماگما در ساختمان کانی‌های مافیک شرکت نمی‌کند و تنها به مقدار کمی وارد ساختمان پلاژیوکلاز می‌شود) نیست، لذا در ترم‌های پایانی به صورت یک عنصر ناسازگار در ساختمان آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلازهای سدیک شرکت می‌کند که



شکل ۶- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل سیلیس برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه.

Fig. 6. Variation diagrams of major elements against silica for the samples of the studied area.

۹- بررسی روند تغییرات عناصر کمیاب

اما در منطقه مورد مطالعه با افزایش SiO_2 مقدار Sr در انکلاوها و میزبان‌های شان روند نامنظم نشان می‌دهند. این عنصر بیشتر در پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار حضور دارد. در شکل (۷) همبستگی منفی ضعیفی بین استرانسیم و سیلیس در سنگ‌های میزبان مشاهده می‌شود که نشان می‌دهد تفریق کانی‌های پذیرنده این عنصر مثل پلاژیوکلاز ضعیف بوده است. همچنین قرار گرفتن این عنصر در کانی‌های پلاژیوکلاز سنگ‌های مافیک این روند کاهشی را توجیه می‌کند. در بعضی از نمونه‌های انکلاو درصد این عنصر به نسبت بالاست. بالابودن مقادیر استرانسیم نشان می‌دهد که پلاژیوکلاز به صورت بازمانده در ناحیه منشأ این سنگ‌ها وجود نداشته است. زیرا غنی‌شدگی این عنصر بشدت توسط پلاژیوکلاز کنترل می‌شود (Rollinson, 1993). هم در سنگ‌های میزبان و هم در انکلاوها با افزایش SiO_2 مقدار روبیدیم نیز افزایش می‌یابد که این افزایش با تفریق ماگمایی مطابقت دارد. جایگزین شدن روبیدیم در کانی‌های آلکالی فلدسپار، در مراحل پایانی تفریق این افزایش را توجیه می‌کند. روند نزولی عنصر باریم نسبت به سیلیس در نمونه‌های انکلاو و میزبان در شکل (۷) مشاهده می‌شود. در نمودار $\text{Ni} - \text{SiO}_2$ عنصر نیکل سازگار همراه با افزایش SiO_2 در انکلاوها روند کاهشی نشان می‌دهد و میزان آن در انکلاوها بالاتر از میزبان است. نقش عنصر Ni در انکلاوها و میزبان‌هایشان وابستگی زیادی به کانی هورنبلند و اکسیدهای Fe و Ti دارد. در انکلاوها به تدریج با تبلور کانی هورنبلند از میزان آن کاسته می‌شود. وانادیم عنصری سازگار است و دارای شعاع یونی تقریباً مشابه با آهن فریک است. لذا در مراحل اولیه تبلور تفریقی وارد کانی‌های پیروکسن، بیوتیت و آمفیبول شده و میزان آن در مذاب باقی مانده کاهش می‌یابد. روند نزولی آن در شکل (۷) نیز این مطلب را نشان می‌دهد. این عنصر ناسازگار با افزایش میزان SiO_2 در انکلاوها و میزبان‌های شان روند کاهشی نشان می‌دهد. عنصر کروم در انکلاوها نسبت به میزبان از فراوانی بیشتری برخوردار است. در انکلاوها همراه با افزایش Rb مقدار Ba کاهش می‌یابد و در سنگ‌های میزبان روند مشخصی ندارد. در نمودار Sr-Rb در انکلاوها با افزایش Rb مقدار Sr نیز افزایش نشان می‌دهد اما

در سنگ‌های میزبان همراه با افزایش Rb مقدار Sr کاهش می‌یابد. همراه با افزایش Sr مقدار Ba در سنگ‌های میزبان افزایش نشان می‌دهد اما در انکلاوها همراه با افزایش Sr مقدار Ba روند کاهشی نشان می‌دهد.

۱۰- شیمی کانی‌ها

شیمی کانی‌های بیوتیت، پلاژیوکلاز، آمفیبول و تورمالین در این پژوهش مورد مطالعه قرار گرفته است:

۱۰-۱- بیوتیت

در نمودار سه‌تایی $(\text{FeO} + \text{MnO}) - \text{MgO} - 10^* \text{TiO}_2$ محدوده بیوتیت‌های اولیه حاصل از تبلور ماگما، بیوتیت‌های حاصل از دگرسانی و بیوتیت‌های حاصل از تبلور دوباره را از هم متمایز کرده‌اند. با توجه به شکل ۸ بیوتیت‌های مورد مطالعه از نوع بیوتیت‌های اولیه می‌باشند. ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های موجود در سنگ‌های میزبان تونالیت و گرانودیوریت و انکلاو کوارتز دیوریت (مطابق جدول ۳) تفاوت چشمگیری نشان نمی‌دهد. بیوتیت‌های منطقه مطابق نمودار ترکیب بیوتیت‌ها (Deer et al., 1992) که مقدار کاتیون‌های آن براساس ۱۱ اکسیژن محاسبه شده است، در ناحیه ایستونیت تا سیدروفیلیت قرار دارند (شکل ۸). طبق این نمودارها و با استفاده از آنالیزهای میکروپروب بیوتیت‌ها می‌توان محیط تکتونیکی ماگمای آن‌ها را مشخص نمود. در نمودار شکل ۹ که بر اساس فراوانی نسبی اکسیدهای Al_2O_3 ، MgO و FeO در ترکیب بیوتیت‌هاست، اکثر بیوتیت‌های مورد نظر در محدوده C (بیوتیت‌های مربوط به مناطق فرورانش) و دو نمونه در محدوده P (نشان دهنده محیط برخوردی) قرار گرفتند.

۱۰-۲- پلاژیوکلاز

باتوجه به نتایج آنالیز میکروپروب (جدول ۴) و مطابق (شکل ۱۰ e) ترکیب پلاژیوکلازهای سنگ‌های مختلف منطقه از الیگوکلاز تا لابرادوریت متغیر است. نمونه آلکالی فلدسپار آنالیز شده در محدوده ۷۰٪ ارتوکلاز قرار دارد که احتمالاً به دلیل میکروپرتیتی بودن است. نتایج آنالیز میکروپروب آلکالی فلدسپار موجود در گرانودیوریت منطقه در جدول (۴) آمده است.

جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های سنگ میزبان و انکلاو مجموعه پلوتونیک آستانه، عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب قسمت در میلیون.

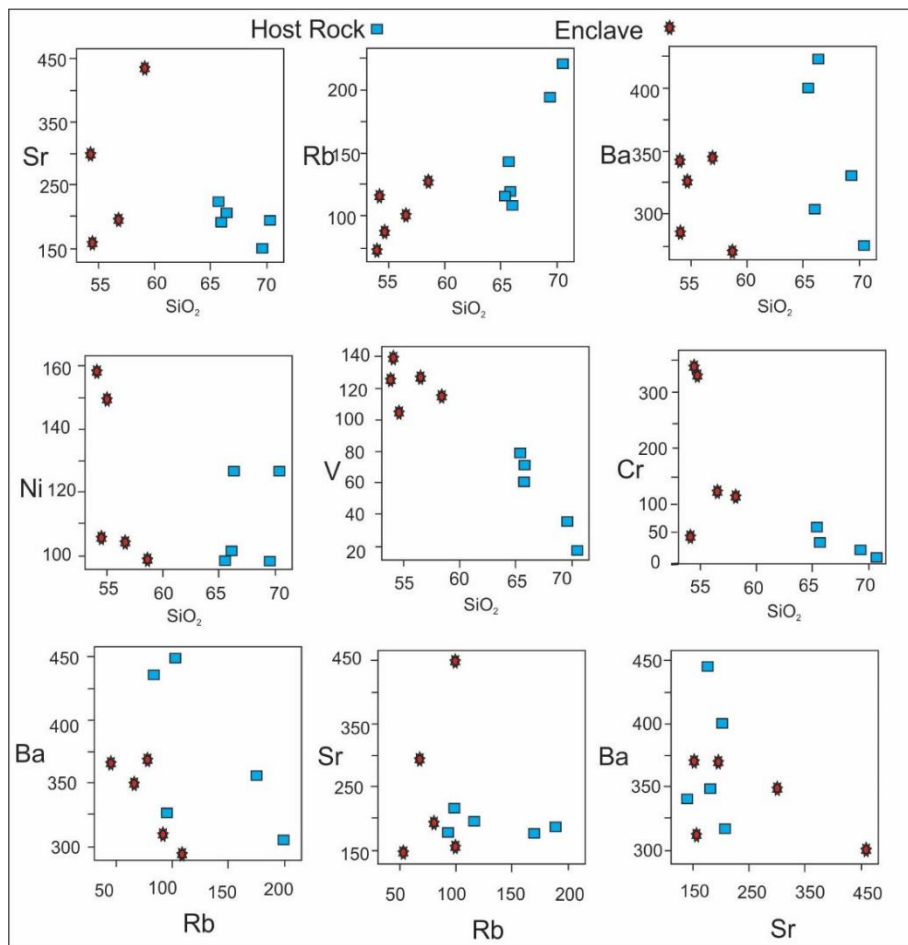
Table 1. Results of chemical analysis of host rock and enclave samples of the Astaneh plutonic complex, major elements in weight percentage and trace elements in part per million.

Name	Tonalite	Monzo granite	Grano diorite	Tonalite	Grano diorite	Micro diorite	Quartz diorite	Micro tonalite	Micro-quartz-diorite	Micro tonalite
SiO ₂	65.86	69.78	70.96	65.68	66.12	54.12	54.89	56.87	54.16	58.63
TiO ₂	0.40	0.25	0.17	0.36	0.36	0.32	0.44	0.54	0.50	0.37
Al ₂ O ₃	15.28	15.53	15.33	15.89	15.98	14.98	14.54	15.77	16.58	16.63
Fe ₂ O ₃	5.15	3.26	2.87	5.01	5.12	9.52	8.42	8.98	8.83	8.56
MnO	0.09	0.05	0.05	0.11	0.09	0.20	0.17	0.17	0.19	0.21
MgO	2.18	0.87	0.68	1.91	1.69	6.12	6.77	3.36	5.68	3.52
CaO	4.87	2.96	2.26	4.85	4.46	9.23	8.05	6.94	7.17	6.68
Na ₂ O	2.68	2.65	2.89	2.29	2.49	2.63	2.45	2.88	2.88	2.69
K ₂ O	2.19	3.39	3.45	2.22	2.42	2.21	1.89	1.78	2.34	1.89
P ₂ O ₅	0.09	0.07	0.06	0.06	0.06	0.03	0.08	0.04	0.08	0.03
LOI	0.95	0.91	0.97	1.37	0.90	1.50	1.98	2.47	1.44	2.49
S	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
As	51	21	103	59	54	28	18	22	99	5
Ba	305	334	270	417	449	349	330	350	280	263
Rb	99	179	208	103	119	58	76	88	102	116
Sr	205	143	189	217	207	154	297	195	155	455
Zr	110	114	107	118	128	79	108	87	70	100
Nb	1	2	4	2	3	1	4	2	2	2
Ni	99	49	100	51	53	158	139	60	65	52
Co	13	7	3	15	13	37	31	32	35	27
Zn	63	44	41	77	69	84	93	89	90	85
Cr	39	17	8	61	41	359	334	133	49	120
La	11	16	11	17	27	21	19	5	28	22
Ce	33	46	25	47	62	51	44	13	72	57
Cl	218	198	146	264	273	240	232	331	305	125
Cu	30	142	45	33	29	183	133	48	32	87
Ga	19	18	19	15	17	12	15	16	17	15
Mo	2	3	3	2	4	2	4	2	1	2
Pb	12	31	45	21	19	17	12	15	17	17
Th	1	11	6	3	12	3	2	5	2	4
U	1	1	4	1	4	1	1	3	1	2
V	72	50	34	87	81	124	112	130	141	119
W	1	4	6	2	4	2	8	9	2	1
Y	42	66	65	41	43	54	38	31	83	51

جدول ۲- نتایج محاسبه نورم (CIPW) انکلاوها و سنگ میزبان.

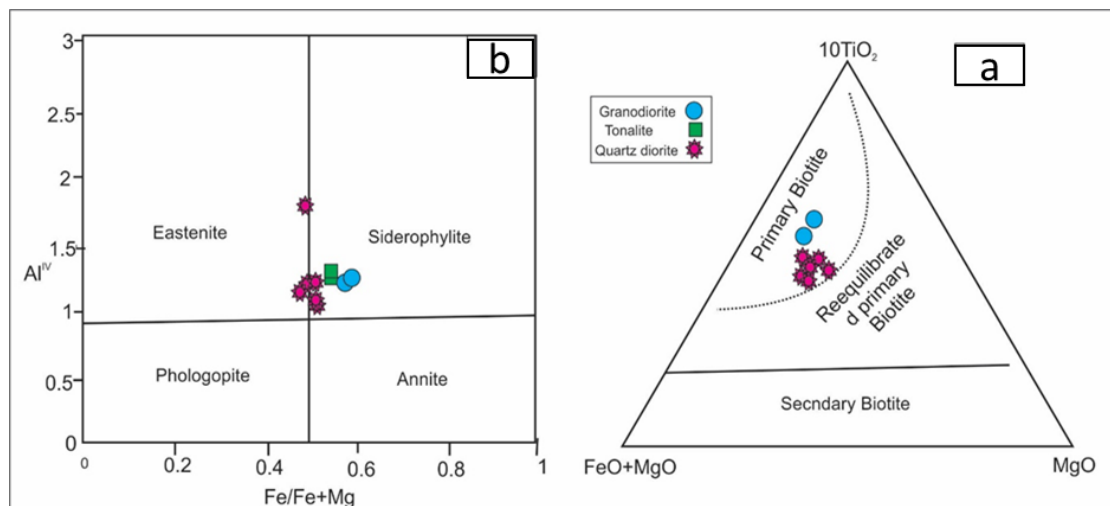
Table 2. The results of norm calculation (CIPW) of enclaves and host rock.

Sample	Enclave					Host				
	Tonalite	Monzo granite	Grano diorite	Tonalite	Grano diorite	Micro diorite	Quartz diorite	Micro tonalite	Micro-quartz-diorite	Micro tonalite
Quartz	26.83	32.88	32.28	29.10	28.75	6.21	6.84	12.45	3.83	14.29
Corundum	0.00	2.28	2.87	1.04	1.29	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Orthoclase	12.94	20.03	20.38	13.12	14.30	7.15	11.16	10.51	13.82	11.16
Albite	22.67	22.42	24.45	19.37	21.07	22.25	20.73	24.37	24.37	22.76
Anorthite	23.19	14.22	10.82	23.67	21.73	25.49	23.09	24.84	25.40	27.71
Diopside	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	16.27	13.12	7.66	7.80	4.27
Hypersthene	9.01	451	6.01	8.47	7.97	15.03	17.06	11.40	17.16	13.49
Magnetite	7.46	4.72	4.16	7.26	7.42	13.80	12.20	13.02	12.80	12.41
Ilmenite	0.76	0.47	0.32	0.68	0.68	0.60	0.83	1.02	0.95	0.7
Apatite	0.21	0.16	0.14	0.14	0.14	0.07	0.18	0.09	0.18	0.07
Pyrite	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02
Total	103.43	101.75	102.5	102.9	103.4	106.93	105.28	105.43	106.4	106.92



شکل ۷- نمودار تغییرات عناصر کمیاب در مقابل سیلیس برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه.

Fig. 7. Variation diagram of trace elements versus silica for the samples of the studied area.



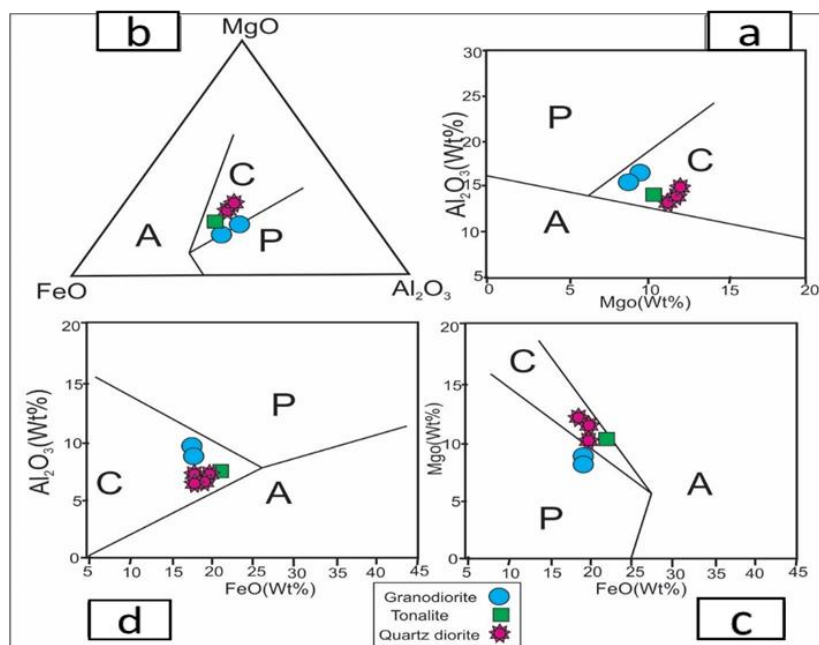
شکل ۸- (a) ترکیب بیوتیت‌های مورد مطالعه در نمودار (Nachit et al., 2005) و (b) تقسیم‌بندی بیوتیت‌های منطقه براساس ترکیب شیمیایی (Deer et al., 1992).

Fig. 8. (a) The composition of studied biotites in the diagram of (Nachit et al., 2005) and (b) classification of biotites of the region based on chemical composition (Deer et al., 1992).

جدول ۳- آنالیز مایکروپروب بئوتیت‌های منطقه.

Table 3. Microprobe analysis of biotites of the region.

Sample	Micro-quartz-diorite						Granodiorite	Tonalite	
SiO ₂	36.08	35.86	36.23	36.62	36.67	36.75	35.19	35.26	35.47
TiO ₂	2.87	2.72	2.39	2.84	2.91	2.71	3.85	3.62	3.16
Al ₂ O ₃	13.77	13.69	14.14	14.5	14.08	14.04	15.35	15.94	14.09
Fe ₂ O ₃	19.43	19.62	19.45	19.7	19.63	20.00	19.22	19.20	21.20
MnO	0.21	0.18	0.22	0.19	0.17	0.21	0.30	0.32	0.28
MgO	11.09	11.12	11.58	11.62	11.54	11.64	8.46	8.83	10.64
CaO	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02
Na ₂ O	0.20	0.32	0.29	0.23	0.21	0.30	0.76	0.15	0.24
K ₂ O	10.37	10.20	10.15	10.21	10.31	10.39	10.29	10.32	10.17
Total	94.02	93.73	94.47	95.91	95.52	95.94	93.44	93.64	95.27
22 O ₂									
Si	5.646	5.636	5.631	5.601	5.635	5.635	5.547	5.526	5.528
Ti	0.338	0.321	0.279	0.327	0.336	0.313	0.456	0.427	0.370
Al	2.539	2.535	2.590	2.614	2.550	2.537	2.851	2.944	2.588
Fe	2.542	2.578	2.528	2.519	2.522	2.564	2.533	2.516	2.763
Mn	0.029	0.024	0.029	0.024	0.022	0.027	0.040	0.042	0.037
Mg	2.586	2.605	2.683	2.649	2.643	2.66	1.987	2.063	2.471
Ca	0.00	0.003	0.003	0.00	0.00	0.00	0.003	0.00	0.003
Na	0.060	0.097	0.087	0.068	0.063	0.059	0.232	0.045	0.072
K	2.069	2.044	2.013	1.991	2.021	2.032	2.068	2.063	2.021
Total	15.811	15.846	15.843	15.795	15.793	15.829	15.721	15.628	15.855
Al IV	2.354	2.364	2.368	2.399	2.364	2.364	2.453	2.473	2.472
Al VI	0.185	0.171	0.221	0.214	0.185	0.172	0.398	0.115	0.115
Mg#	0.495	0.497	0.485	0.487	0.488	0.490	0.56	0.549	0.527



شکل ۹- نمودار طبقه‌بندی جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوئیدها با استفاده از اکسیدهای Al_2O_3 ، FeO و MgO در ترکیب بئوتیت (Abdel Rahman, 1994). پهنه A مشخص‌کننده مناطق کششی، پهنه C نشان‌دهنده مناطق فرورانش، پهنه P نشان‌دهنده محیط برخوردی است.

Fig. 9. Classification diagram of the geological setting of granitoids using Al_2O_3 , FeO and MgO oxides in the composition of biotite (Abdel Rahman, 1994). Field A specifies the extensional areas. Field C indicates subduction zones. The P field represents the collision environment.

جدول ۴- نتایج آنالیز مایکروپروپ پلاژیوکلازهای منطقه.

Table 4. Results of microprobe analysis of plagioclase of the region.

Sample	Granodiorite								Tonalite							
SiO ₂	53.82	55.47	55.03	55.22	64.93	53.59	53.91	52.87	55.61	56.79	51.59	51.25	52.87	54.69	57.9	57.2
TiO ₂	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.02	0.0	0.01
Al ₂ O ₃	27.27	27.98	27.52	27.45	21.73	28.89	28.92	28.90	27.29	26.48	28.98	29.8	28.76	27.75	25.52	25.75
Fe ₂ O ₃	0.02	0.03	0.03	0.01	0.01	0.08	0.07	0.07	0.07	0.03	0.07	0.06	0.05	0.06	0.03	0.06
MnO	0.00	0.01	0.01	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.0	0.0	0.01	0.0
MgO	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.0	0.0
CaO	10.22	10.19	9.81	9.74	2.88	11.11	10.88	11.05	9.41	8.28	12.99	13.76	11.41	10.49	7.49	8.58
Na ₂ O	6.11	6.10	6.5	10.83	10.83	5.56	5.96	5.54	6.20	7.12	4.31	4.01	5.04	5.82	7.78	7.52
K ₂ O	0.14	0.19	0.19	0.12	0.12	0.23	0.24	0.26	0.26	0.30	0.15	0.18	0.18	0.16	0.10	0.13
Total	97.60	99.97	99.13	99.23	100.52	99.87	99.99	98.69	98.86	99.04	98.13	99.1	98.33	99.01	98.87	99.23
8 O ₂																
Si	2.491	2.502	2.505	2.511	2.854	2.446	2.442	2.427	2.530	2.575	2.389	2.356	2.432	2.493	2.624	2.592
Ti	0.0	0.0	0.0	0.0	0.001	0.0	0.0	0.0	0.001	0.0	0.001	0.001	0.0	0.001	0.0	0.0
Al	1.487	1.487	1.476	1.471	1.126	1.543	1.546	1.564	1.464	1.415	1.582	1.614	1.559	1.491	1.362	1.375
Fe	0.001	0.001	0.001	0.0	0.0	0.003	0.003	0.003	0.003	0.001	0.003	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002
Mn	0.0	0.0	0.0	0.002	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mg	0.001	0.0	0.002	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.0	0.0
Ca	0.507	0.492	0.478	0.474	0.136	0.539	0.528	0.544	0.459	0.402	0.645	0.678	0.562	0.512	0.363	0.417
Na	0.548	0.533	0.574	0.579	0.923	0.488	0.523	0.493	0.547	0.626	0.387	0.357	0.450	0.514	0.683	0.661
K	0.008	0.011	0.011	0.011	0.007	0.013	0.014	0.015	0.015	0.017	0.009	0.011	0.011	0.009	0.006	0.008
Total	5.043	5.027	5.049	5.049	5.047	5.033	5.054	5.045	5.018	5.039	5.016	5.020	5.018	5.023	5.040	5.05
X-Ab-Plg	0.516	0.514	0.540	0.544	0.866	0.469	0.491	0.469	0.536	0.599	0.372	0.341	0.440	0.497	0.649	0.609
X-An-Plg	0.477	0.475	0.450	0.445	0.128	0.518	0.496	0.517	0.450	0.385	0.620	0.648	0.549	0.495	0.345	0.384
X-Kfs-Plg	0.008	0.011	0.010	0.100	0.007	0.013	0.013	0.014	0.015	0.016	0.009	0.011	0.011	0.009	0.006	0.007

جزء سری تورمالین‌های قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۱۱ a). این مسئله حاکی از بالابودن سدیم و پتاسیم در مقایسه با کلسیم است. تورمالین‌های قلیایی بیشتر در شرایط اسیدی و دمای پایین تشکیل می‌شوند. در نمودار Fe در مقابل Mg (شکل ۱۱ b) ترکیب شورل - دراویت روی خط $(Fe + \sum Mg) = 3$ قرار می‌گیرند و همه نمونه‌هایی که زیر این خط قرار می‌گیرند دارای $\sum (Fe + Mg) < 3$ بوده که بیانگر جانشینی Al در موقعیت Y است، بنابراین هر چه مقدار $\sum (Fe + Mg)$ کمتر باشد، میزان جانشینی Al در موقعیت Y بیشتر است. در بالای خط شورل - دراویت نیز مؤلفه تبادلی پوندراویت و اوویت وجود دارد. براساس این نمودار دو نمونه در زیر خط شورل - دراویت و سه نمونه در بالای این خط قرار می‌گیرند. براساس نمودار Na + Ca / در مقابل $Fe / Fe + Mg$ (شکل ۱۱ c) سه نمونه در محدوده شورل - دراویت با تمایل بیشتر به سمت شورل قرار می‌گیرند.

مطالعه شیمی بیوتیت با ماهیت کالک آلکالن توده نفوذی و آنکلاوهای آن در تطابق کامل است زیرا که هم شیمی سنگ کل و هم شیمی این کانی ماهیت کالک آلکالن را تایید می‌نمایند.

۱۰-۳- آمفیبول

باتوجه به نتایج آنالیز مایکروپروپ آمفیبول (جدول ۵) و بر پایه ۲۳ اکسیژن، آمفیبول‌های مورد مطالعه در گروه کلسیک قرار می‌گیرند (شکل ۱۰ b) و در محدوده هورنبلند تا اکتینولیت قرار می‌گیرند (شکل ۱۰ a). با توجه به نمودار (شکل ۱۰ d) در قلمرو مگنزیم هورنبلند و اکتینولیت و نمودار (شکل ۱۰ f) در محدوده هورنبلند و ترمولیت قرار می‌گیرند. ترکیب آمفیبولها که از نوع کلسیک هستند با ماهیت ساب آلکالن (کالک آلکالن) و کلسیک نمونه‌های سنگ در نمودارهای شکل‌های ۴ و ۵ مطابقت دارد.

۱۰-۴- تورمالین

باتوجه به نتایج آنالیز مایکروپروپ (جدول ۶) تورمالین‌های مورد بررسی اشباع از Al بوده و براساس موقعیت X در این فرمول

۱۱- بحث

۱۱-۱ ترموبارومتري

می‌شود. نتایج حاصل از فشارسنجی با استفاده از روش‌های مختلف در جدول (۷) آمده است. تمامی روش‌های فشارسنجی (بجز روش Anderson and Smith, 1995) فقط براساس میزان Al_{Tot} هورنبلند و بدون توجه به پارامترهای دیگری چون دما محاسبه شده است. مطابق جدول (۷) به دلیل مقدار کم آلومینیوم در هورنبلندهای موردنظر مقدار فشارها منفی برآورد شده است.

به منظور تعیین تیپ مجموعه پلوتونیک منطقه مورد مطالعه، از نمودار (Whalen et al., 1987) که در آن تغییرات $Zr + Nb + Ce$ نسبت به $(Na_2O + K_2O) / CaO$ ترسیم شده است، استفاده کردیم. همه نمونه‌های توده‌های پلوتونیک آستانه در محدوده گرانیتهای کم تفریق یافته تیپ I, S و M تصویر شده‌اند (OGT) (شکل ۱۲ b). در نمودار $(ppm) Nb$ نسبت به $(ppm) Y$ ، گرانیتهای آستانه در محدوده گرانیتهای قوس آتشفشانی (VAG) و گرانیتهای همزمان با برخورد (Syn-COLG) و گرانیتهای پشته‌های اقیانوسی (ORG) قرار گرفته‌اند (شکل ۱۲ c). در نمودار Rb نسبت به $Nb + Y$ ، گرانیتهای آستانه در محدوده گرانیتهای قوس آتشفشانی (VAG) و گرانیتهای داخل صفحه‌ای (WPG) قرار گرفته‌اند (شکل ۱۲ d).

ژئوبارومترهای Al در آمفیبول برای مجموعه کوارتز-آلکالی فلدسپار-پلاژیوکلاز-بیوتیت-تیتانیت-مگنتیت یا ایلمنیت کاربرد دارد که با توجه به اینکه مجموعه بالا در گرانیتهای آستانه معمول است، لذا می‌توان با استفاده از مقدار Al در آمفیبول، فشار تبلور آمفیبول را محاسبه کرد. با استفاده از نمودار (شکل ۱۲ a) که براساس پارامتر Al در مقابل $(Fe / Fe + Mg)$ ترسیم شده است می‌توان فشار ۰/۸ تا ۰/۱ کیلوبار را برآورد کرد. (Vynhal and Mcsween, 1991) نیز رابطه زیر را در فشارهای ۱ تا ۲۰ کیلوبار و فوگاسیته HM-QFM برای تعیین دمای تعادل هورنبلندهای همزیست با پلاژیوکلاز ارائه کردند:

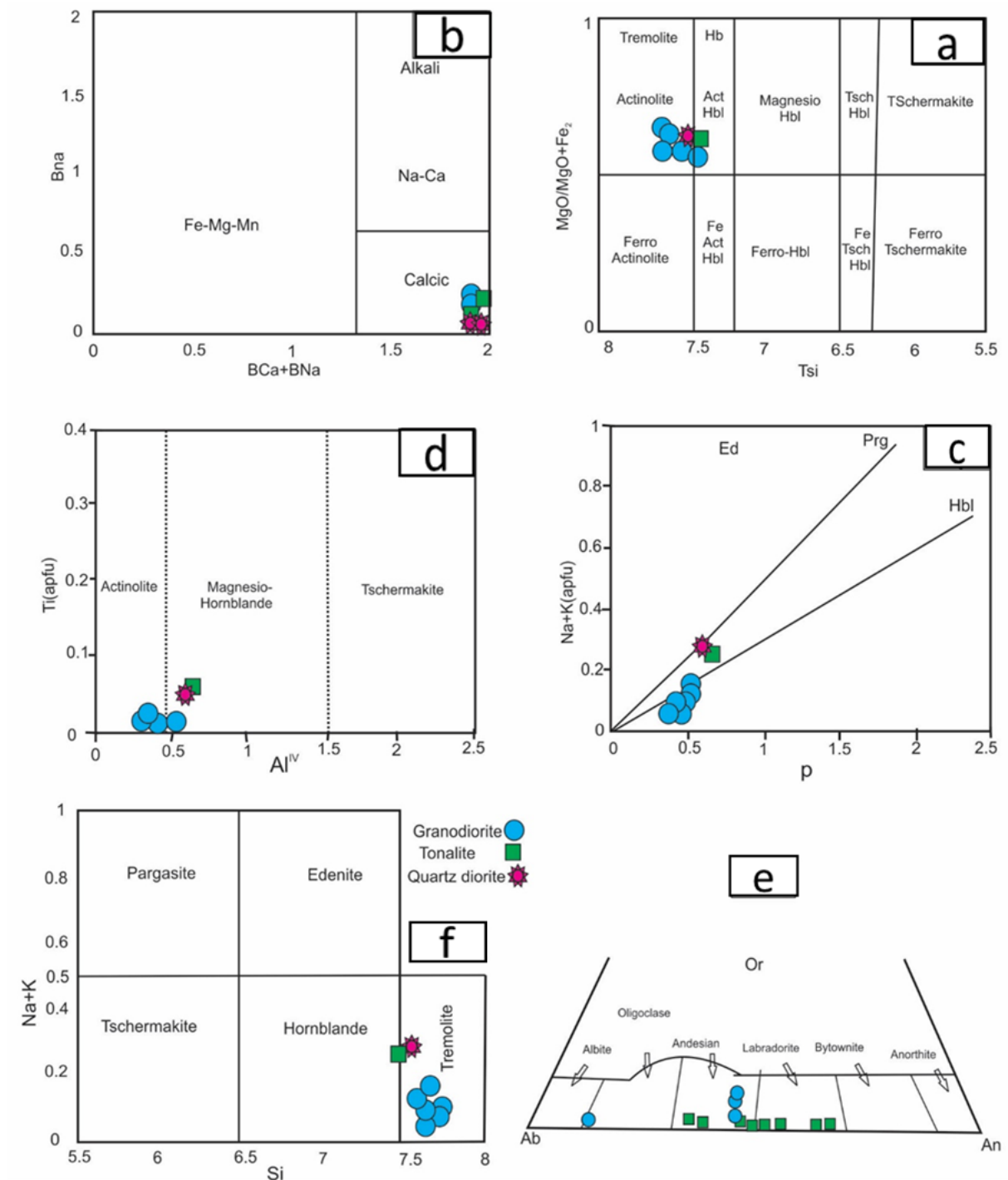
$$T = 654/9 + 25/3P \quad \text{رابطه ۱}$$

براساس این فرمول فشار برآورد شده براساس پارامتر Al_{Tot} در آمفیبول‌ها دمای تعادل هورنبلندهای همزیست با پلاژیوکلاز بین ۶۲۰ تا ۶۵۲ درجه سانتیگراد و با در نظر گرفتن فشار براساس Al_{Tot} در برابر $(Fe / (Fe + Mg))$ (۰/۱) تا ۰/۸ کیلوبار، (شکل ۱۲ a) ۶۵۷ تا ۶۷۵ درجه سانتیگراد برآورد

جدول ۵ - نتایج آنالیز مایکروپروب آمفیبول‌های منطقه.

Table 5. Results of microprobe analysis of amphiboles of the region.

Sample	Quartz diorite	Tonalite			Granodiorite					
		SiO ₂	50.67	50.53	51.56	51.76	51.70	51.43	51.60	50.78
TiO ₂	0.48	0.45	0.03	0.03	0.02	0.02	0.05	0.48	0.03	0.0
Al ₂ O ₃	4.04	3.70	2.93	2.87	3.00	2.96	3.27	4.51	2.96	3.14
Fe ₂ O ₃	15.20	15.23	15.58	15.96	15.74	15.70	15.78	15.81	13.37	15.85
MnO	0.36	0.40	0.69	0.60	0.65	0.74	0.71	0.46	0.49	0.79
MgO	13.71	13.68	13.87	12.92	13.52	13.52	13.58	12.84	14.85	13.62
CaO	11.08	11.14	11.36	11.95	11.78	11.60	11.68	10.98	11.61	11.38
Na ₂ O	0.67	0.70	0.41	0.21	0.15	0.29	0.32	0.67	0.26	0.29
K ₂ O	0.37	0.35	0.14	0.11	0.06	0.08	0.14	0.42	0.10	0.13
Total	96.58	96.18	96.57	96.42	96.65	96.36	97.14	96.97	96.11	97.05
23 O ₂										
Si	7.499	7.518	7.636	7.688	7.650	7.641	7.607	7.50	7.699	7.640
Ti	0.050	0.050	0.003	0.003	0.002	0.002	0.006	0.050	7.699	0.0
Al	0.693	0.639	0.511	0.502	0.523	0.518	0.568	0.785	0.003	0.545
Fe	1.881	1.895	1.982	1.927	1.950	0.518	0.568	0.785	0.512	1.953
Mn	0.045	0.050	0.086	0.075	0.081	0.093	0.089	0.057	0.060	2.993
Mg	3.025	3.034	3.062	2.861	2.982	2.994	2.984	2.827	3.250	2.993
Ca	1.757	1.76	1.802	1.901	2.982	1.846	1.845	1.737	1.826	1.797
Na	0.193	0.202	0.117	0.060	1.867	0.084	0.091	0.191	0.074	0.082
K	0.070	0.066	0.026	0.020	0.043	0.015	0.026	0.079	0.018	0.024
Total	15.212	15.230	15.172	15.092	0.011	15.143	15.161	15.178	15.083	15.132
Al IV	0.619	0.594	0.496	0.378	15.106	0.476	0.508	0.601	0.398	0.494
Na+K	0.262	0.268	0.143	0.080	0.460	0.099	0.117	0.270	0.092	0.106
Na+Ca	1.949	1.978	1.919	1.961	0.054	1.930	1.936	1.928	1.900	1.879
Mg#	0.616	0.615	0.613	0.590	1.910	0.605	0.605	0.591	0.664	0.605



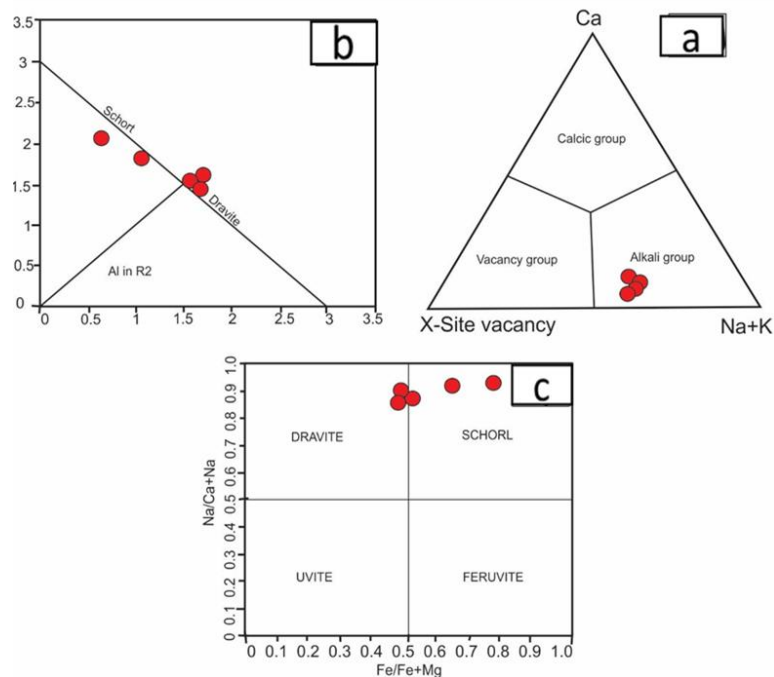
شکل ۱۰- (a, b, c, d, f) تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها براساس ترکیب شیمیایی (Leak et al., 1997) و (e) تقسیم‌بندی پلاژیوکلازها براساس ترکیب شیمیایی.

Fig. 10. (a, b, c, d, f) Amphibole classification based on chemical composition (Leak et al., 1997), and (e) Classification of plagioclase based on chemical composition

جدول ۶- نتایج آنالیز مایکروپروب تورمالین‌های منطقه.

6. Results of microprobe analysis of tourmalines of the region. Table

Sample	Aplite-Tourmaline				
SiO ₂	36.65	37.49	37.47	36.89	36.62
TiO ₂	0.67	1.22	1.27	0.98	0.19
Al ₂ O ₃	33.31	32.67	32.14	31.73	33.53
Fe ₂ O ₃	10.42	8.71	8.27	8.85	12.01
MnO	0.11	0.07	0.09	0.07	0.10
MgO	3.44	5.09	5.38	5.41	2.01
CaO	0.31	0.54	0.56	0.48	0.24
Na ₂ O	2.19	2.24	2.25	2.18	2.00
K ₂ O	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04
Total	87.15	88.07	87.47	86.64	86.74
31 O ₂					
Si	7.594	7.632	7.668	7.648	7.663
Ti	0.104	0.187	0.196	0.153	0.030
Al	8.134	7.838	7.751	7.753	8.269
Fe	1.806	1.483	1.415	1.534	2.102
Mn	0.019	0.012	0.016	0.012	0.018
Mg	1.063	1.545	1.641	1.672	0.627
Ca	0.069	0.118	0.123	0.107	0.054
Na	0.880	0.884	0.893	0.876	0.811
K	0.013	0.010	0.100	0.013	0.011
Total	19.681	19.709	19.713	19.768	19.584
B	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Al(z)	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Al(Y)	2.134	1.838	1.751	1.753	2.269
Mg#	0.370	0.510	0.530	0.520	0.229
Na+K	0.893	0.894	0.993	0.889	0.822
Ca+Na+k	0.962	1.012	1.116	0.996	0.876
Fe#	0.623	0.489	0.463	0.478	0.770
Na/Ca+Na	0.927	0.880	0.870	0.870	0.930



شکل ۱۱- تقسیم‌بندی تورمالین‌ها براساس ترکیب شیمیایی، (a, c) (Hawthorne and Henry, 1999)، (b) (London and Manning, 1995).

Fig. 11. Classification of tourmalines based on chemical composition, (a, c) (Hawthorne and Henry, 1999), (b) (London and Manning, 1995).

جدول ۷- نتایج بدست آمده از روش‌های متفاوت برای محاسبه فشار از طریق Al موجود در هورنبلند.

Table 7. Results obtained from different methods for calculating the pressure by Al in hornblende.

Al-in-Hb		Al-in-Hornblend Barometers							
		Johnson and Rutherford, 1989	Hammarstrom and Zen, 1986	Schmidt et al., 1992	Hollister et al., 1987	Anderson and Smith, 1995 P = F (Al, T)			
		$P(\pm 0.5 \text{ kbar}) = -3.46 + 4.23 \text{ Al}^{\text{Total}}$	$P(\pm 3 \text{ kbar}) = -3.92 + 5.03 \text{ Al}^{\text{Total}}$ $\text{Al}^{\text{Total}} = \text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}$	P ($\pm 0.6 \text{ Kbar}$) $r = 4.76$ $\text{Al}^{\text{tot}} - 3.01$	$P(\pm 1 \text{ kbar}) = -4.76 + 5.643 \text{ Al}^{\text{Total}}$	$P(\pm 0.6 \text{ kbar}) = 4.76 \text{ Al}^{\text{Total}} - 3.01 - [(T(^{\circ}\text{C}) - 675) / 85] * (0.53 \text{ Al}^{\text{Total}} + 0.005294 * T(^{\circ}\text{C}) - 675)]$			
Average		-1.009	-1.003	-0.251	-1.488	580.01 0	-0.583	635.580	-0.487
$\text{Al}^{\text{Number}}$	Al^{Total}	P	P	P	P	T $^{\circ}\text{C}$	P	T $^{\circ}\text{C}$	P
23E	0.693	-0.530	-0.430	0.290	-0.849	639.7	0.360	723.4	-0.07
23T	0.639	-0.760	-0.710	0.030	-1.154	653.2	0.090	730.1	-0.380
AH8-1	0.511	-1.30	-1.350	-0.580	-1.876	613.3	-0.620	674.8	-0.580
AH8-2	0.502	-1.340	-1.390	-0.620	-1.927	539.3	-1.340	595.1	-0.77
AH8-3	0.523	-1.250	-1.290	-0.520	-1.808	535.3	-1.280	575.4	-0.81
AH8-3	0.518	-1.270	-1.310	-0.540	-1.836	583.5	-0.770	630.7	-0.520
AH8-5	0.568	-1.060	-1.060	-0.310	-1.554	553.8	-0.790	512.1	-1.380
AH8-6	0.785	-1.140	-0.030	-0.730	-0.33	574.9	0.590	683.4	0.680
AH8-7	0.512	-1.290	-1.340	-0.570	-1.870	536.4	-1.330	609.8	-0.630
AH8-8	0.545	-1.150	-1.180	-0.420	-1.684	570.7	-0.740	621.00	-0.41

۱۲- مقایسه انکلاوهای موجود در توده‌های پلوتونیک همدان، ملایر، قروه، الیگودرز در شمال غرب زون سنندج - سیرجان

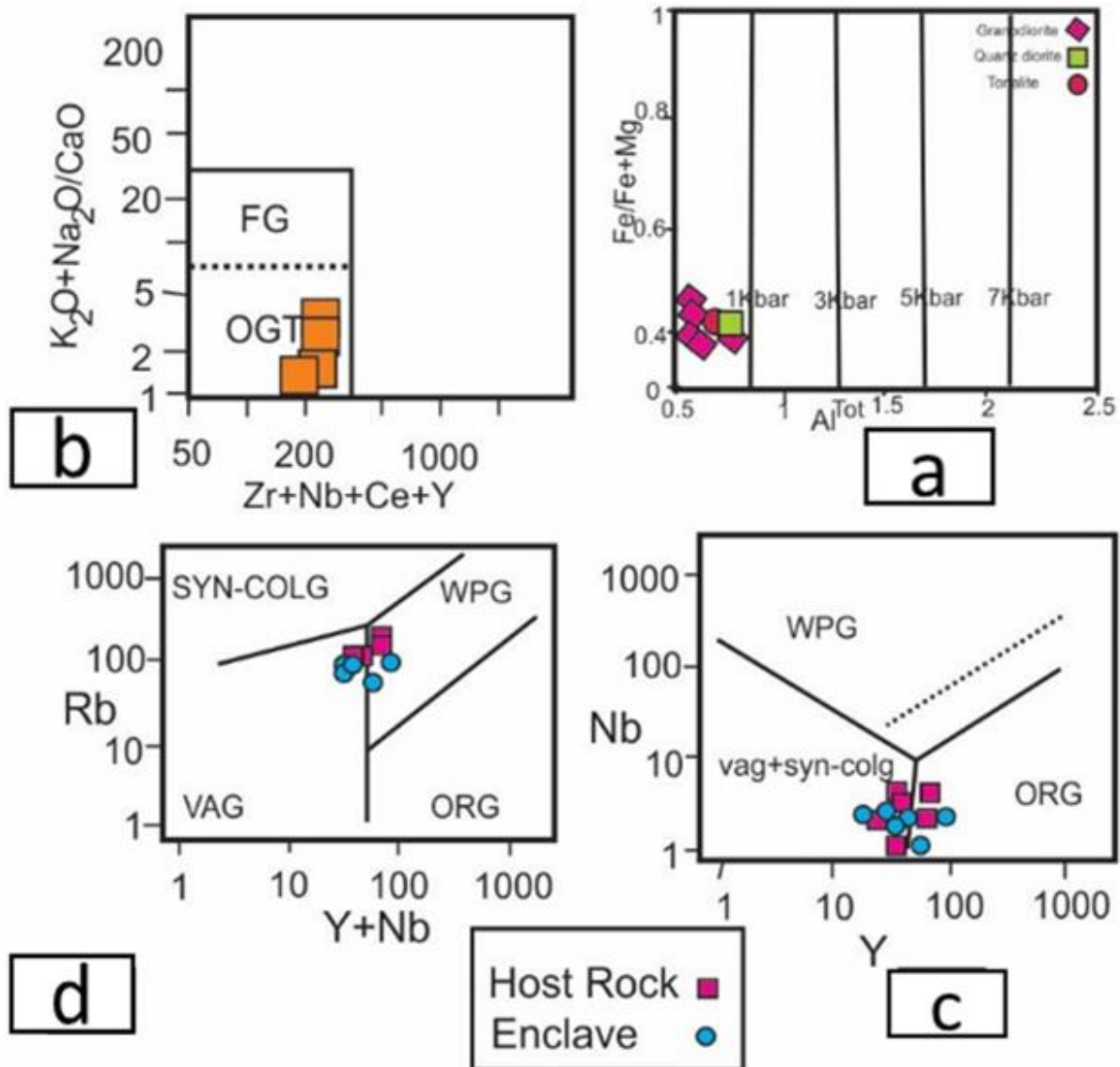
انکلاوهای چند مجموعه پلوتونیک زیر جهت مقایسه با منطقه آستانه آمده است:

مجموعه پلوتونیک الوند در جنوب و غرب استان همدان و بین شهرهای اسدآباد، همدان و توپسرکان با وسعت تقریبی ۴۰۰ کیلومتر مربع رخنمون دارد. خصوصیات انکلاوها و میزبان-شان در جدول ۸ بیان شده است.

مجموعه نفوذی ملایر را به سه بخش ۱- گرانودیوریتی، ۲- موزو - سینوگرانیتی، ۳- دیوریتی تا گابرویدیوریتی می‌توان تقسیم کرد (جدول ۸).

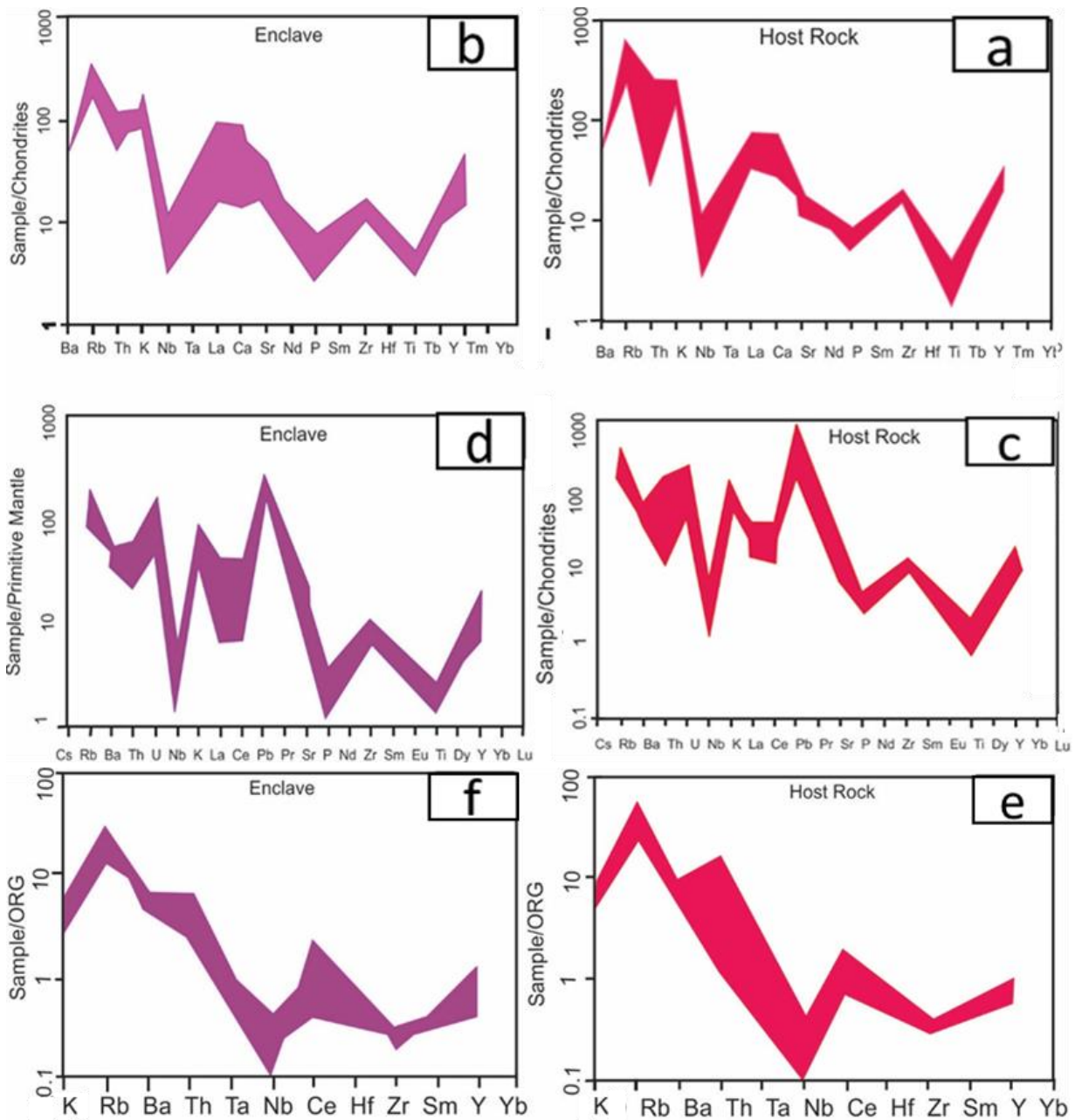
بخشی از توده گرانیتوئیدی جنوب قروه در ۸۰ کیلومتری شمال غرب همدان در پهنه سنندج - سیرجان است (جدول ۸) منطقه الیگودرز در به لحاظ تقسیمات زمین‌شناختی ایران در نوار ساختاری سنندج - سیرجان قرار دارد. از نظر جغرافیایی نیز در گستره شهرستان الیگودرز و در بخش شرقی استان لرستان واقع شده است (جدول ۸). ویژگی‌های این توده‌های نفوذی و انکلاوهای آنها در جدول ۸ به طور خلاصه آمده است.

در (شکل ۱۳ a, b) نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب در نمونه‌های سنگ میزبان و انکلاو که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند مشاهده می‌شود. همانطور که در شکل مشاهده می‌شود نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب در نمونه‌های سنگ میزبان و انکلاوها روند مشابهی را نشان می‌دهند. در نمونه‌های سنگ میزبان آنومالی منفی در عناصر Ba, Th, Nb, Sr, P و Ti مشاهده می‌شود و در انکلاوها در این عناصر Ba, Th, Nb, P و Ti مشاهده می‌شود. در (شکل ۱۳ c, d) نمودار تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌های سنگ میزبان و انکلاو مجموعه آستانه که نسبت به گوشته اولیه نرمالیز شده‌اند (Sun and Mc Donough, 1989). در این نمودار نیز سنگ میزبان و انکلاو روند مشابهی نشان می‌دهند. آنومالی مثبت سرب به متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیالات ناشی از لیتوسفر اقیانوسی فرورو و یا آلایش ماگما با لیتوسفر قاره‌ای مرتبط می‌باشد. با توجه به نمودار رسم شده در (شکل ۱۳) همچنین با توجه به غنی شدگی نسبی Ce نسبت به عناصر مجاور خود می‌توان الگوی تسلط پوسته‌ای را برای این گرانیت‌ها در نظر گرفت (Harris et al., 1983) چرا که غنی شدگی انتخابی می‌تواند در اثر دخالت پوسته صورت گیرد.



شکل ۱۲ - (a) نمودار تغییرات AIT در مقابل $Fe / Fe + Mg$ (Schmidt, 1992) که محدوده فشار تشکیل آمفیبول‌ها را نشان می‌دهد. (b) نمودار تغییرات $(Na_2O + K_2O) / CaO$ در مقابل تغییرات $(Zr + Nb + Ce + Y)$ (Whalen et al., 1987) گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه در محدوده (OGT) گرانیت‌های کم‌تفریق یافته تیپ‌های I، S و M قرار گرفته‌اند، (b) نمودار تغییرات Nb (ppm) در مقابل Y (ppm) جهت تعیین محیط تکتونیکی گرانیت‌ها (Pearce et al., 1984)، (c) نمودار تغییرات Rb (ppm) در مقابل Nb + Y جهت تعیین محیط تکتونیکی گرانیت‌ها (Pearce et al., 1984).

Fig. 12. (a) AIT versus $Fe / Fe + Mg$ variation diagram (Schmidt, 1992), which shows the pressure range of amphibole formation. (b) $(Na_2O + K_2O) / CaO$ changes versus $Zr + Nb + Ce + Y$ diagram (Whalen et al., 1987). The granitoids of the studied area are located in the range (OGT) of the I, S, and M types of low-differentiated granites. (c) Nb (ppm) versus Y (ppm) diagram to determine the tectonic environment of granites (Pearce et al., 1984). (d) The graph of changes of Rb (ppm) versus Nb + Y to determine the tectonic environment of granites (Pearce et al., 1984).



شکل ۱۳- (a, b) نمودار عنکبوتی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده براساس داده‌های کندریت (Thompson, 1982)، (c, d) نمودار عنکبوتی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده بر اساس مقادیر گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989)، (e, f) نمودار عنکبوتی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده براساس گرانیت‌های پشته‌های اقیانوسی (ORG) (Pearce et al., 1984).

Fig. 13. (a, b) Chondrite-normalized spider diagram of trace elements based on chondrite data Thompson, 1982 (c, d) Spider diagram of primary mantle normalized of trace element (Sun and Mc Donough, 1989), (e, f) Spider diagram of normalized trace element based on oceanic ridge granites (ORG) (Pearce et al., 1984).

جدول ۸ - خلاصه ای از مقایسه انکلاوهای MME توده پلوتونیک آستانه با انکلاوهای موجود در سایر توده‌های پلوتونیک در شمال غرب زون سنندج - سیرجان.

Table 8. A summary of the comparison of MME enclaves of the Astaneh plutonic body with enclaves in other plutonic bodies in the northwest of the Sanandaj-Sirjan zone.

The origin of MME enclaves	Geochemistry of enclaves MME	Size/shape of MME	Mineralogy of MME	Structure and texture of MME	Host of MME enclaves	Enclave type	Plutonic body/ Coordinates
Magmatic mixing, disrupted margin	Positive correlation of the amount of Na ₂ O, Al ₂ O ₃ , TiO ₂ , MnO and Rb with Si in enclaves. Reverse trend of Fe ₂ O ₃ , K ₂ O, MgO and Cr, V and Ni with silica in enclave and host.	Variable size, angular to rounded shape. Sharp contact with host.	diorite and tonalite in composition, sericitized and saussuritic plagioclase. Secondary minerals: chlorite, sericite, epidote, zoisite, clinozoisite.	structure: fine-grained and, darker than the host texture: Corrosion, plagioclase oscillatory zoning, subhedral granular texture, intergranular texture, poikilitic.	Granodiorite, tonalite, monzogranite.	MMEs, andalusite xenocrysts, Hornfels enclaves, Tourmaline nodules.	Astaneh
magmatic mixing	positive correlation of the amount of Na ₂ O and K ₂ O oxides with SiO ₂ and Reverse trend of MgO, MnO and CaO with SiO ₂ . In MME equilibrium between the enclave and the host in the scale of trace elements, the decrease of Sr and Ti values and the enrichment of LILE elements and lower values of HFSE elements	Elliptical, sometimes with N and V shapes. The contact of enclave and the host is clear, sometimes vague and gradual	plagioclase, 25- 20-70% 40% biotite, 5-10% hornblende. Secondary minerals include quartz, orthoclase, microcline, apatite, zircon, sphene, tourmaline and opaque minerals. Secondary minerals include epidote, muscovite, chlorite, sericite and zoisite	structure: fine-grained and darker than the host Texture: corrosion, overgrowth, oscillatory zoning in plagioclase, fine intergranular texture.	Porphyritic granite, leuco granites and basic intrusive rocks	Mafic xenoliths, mafic microgranular enclaves,, felsic microgranular and hornfelsic enclaves	Hamedan (Alvand)
magmatic mixing	High content of FeO, MgO, MnO, CaO and TiO ₂ and lower amount of SiO ₂ in the enclaves compared to the host, enrichment of LILE elements and lower amounts of HFSE	MMEs with spherical, elliptical, elongated and non-elongated lens shapes, size 10 cm to 75 cm	Quartz, plagioclase, alkali feldspar, biotite, apatite, amphibole zircon, opaque minerals in diorite, quartz diorite, monzodiorite and quartz monzodiorite	Structure: fine-grained and darker than the host Texture: microgranular, intergranular, porphyroid, poikilitic, sieve myrmekite	Granodiorite, monzo-syenogranite, diorite to gabbro-diorite	MMEs, FMEs, xenoliths from etamorphic rocks, surmicaceous enclaves, andalusite xenocrysts, tourmaline nodules	Malayer Longitudes: 18°34' - 34° 00' & latitudes: 48° 52' - 48° 30'
magmatic mixing	Depletion of LILE and LREE, rich in HREE, Ti. High abundance of MgO, MnO, TiO ₂ , Fe ₂ O ₃ and CaO in enclaves and a more or less linear inverse trend with SiO ₂	Rounded, oval and irregular. gradual contact surface Cuspate to gradual, variable diameter, 3mm to 3 m	Diorite and quartz diorite	structure: fine-grained and darker than the host. Microgranular, intergranular and poikilitic texture	Granodiorite, granite, tonalite, diorite	MMEs, FMEs, gabbroic enclave	Qorveh Longitudes: 47° 45' - 47° 51' & latitudes: 34° 50' - 35° 51'
Disrupted margin	Similar process of MnO, MgO, CaO, Fe ₂ O ₃ in enclaves. The changes in the trends of the main and rare elements compared to the different trends of K ₂ O, Ba, the changes in the similarity of the spider diagram of the host rock and the enclave	It varies from a few centimeters to a few meters. The shape is mostly oval or lenticular, but there are angular types.	Common minerals: plagioclase, quartz, biotite, amphibole, orthoclase The secondary minerals are zircon, needle-shaped apatite, opaque minerals, generally enclaves are divided into two groups with amphibole-bearing and amphibole-free.	structure: fine-grained and darker than the host. Texture: microgranular, poikilitic, oscillatory zoning in plagioclase	Granodiorite, tonalite and granite	MMEs, surmicaceous enclaves	Aligoudarz Longitudes: 33°33' - 33°34' & latitudes: 49° 35' - 49° 47'

به طور کلی انکلاوهای موجود در توده پلوتونیک آستانه شامل انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، انکلاو هورنفلسی، زینوکریست-های آندالوزیت و نودول‌های تورمالین می‌باشد. این نوع انکلاوها حاصل آمیختگی گویچه‌های ماگمایی مافیک با ماگمای میزبان فلسیکی است. اما قطعات زاویه‌دار در این انکلاوها نشان می‌دهند که برخی از آن‌ها قبل یا هنگام راه‌یابی به درون ماگما سخت بوده‌اند. تبلور زود هنگام بیوتیت و آمفیبول نیز نقش مهمی در شکل‌گیری آن‌ها داشته است. اما زینوکریست‌های آندالوزیت / سیلیمانیت در مونوزوگرانیتهای منطقه از عبور ماگما از مسیر سنگ‌های دارای کانی‌های فوق حاصل شده‌اند. در نمودار A/NK و A/CNK سنگ‌های پلوتونیک منطقه در قلمرو متآلومین و پراآلومین و انکلاوها در سری آلکالن و ساب آلکالن قرار دارند. در نمودارهای عنکبوتی شیب دو روند ترسیم شده برای سنگ‌های میزبان و انکلاوها احتمال رخداد متاسوماتیسم در منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. طبق نمودارهای عنکبوتی عناصر Th, Ba, Rb, K آنومالی مثبت نشان می‌دهند که ناشی از تمرکز این عناصر در مراحل انتهایی تفریق ماگمایی می‌باشد. نمونه‌های انکلاو و سنگ میزبان روند مشابهی را نشان می‌دهند. با توجه به نمودار عنکبوتی نرمالیز شده نسبت به کندریت‌ها عناصر HFSE و MREE تهی‌شدگی و عناصر سازگار روند معکوس با میزان SiO₂ نشان می‌دهند. الگوی توزیع عناصر LREE نسبت به عناصر HREE و MREE غنی‌شدگی نشان می‌دهد که می‌تواند بیانگر اهمیت نقش تفریق در طی فرآیند تکامل گرانیتوئیدهای منطقه باشد.

با توجه به مقایسه انکلاوهای توده مورد نظر با انکلاوهای منطقه همدان، ملایر، قروه و الیگودرز مشخص شد که از نظر سنگ میزبان با منطقه الیگودرز مشابه بوده است. تنوع انکلاوها در توده پلوتونیک آستانه کمتر است و تفاوت آن نسبت به سایر توده‌ها شامل نبود انکلاوهای سورمیکاسه در این منطقه می‌باشد. از نظر پتروگرافی انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، شباهت زیادی بین توده آستانه با سایر توده‌های پلوتونیک دیده می‌شود. از جمله بافت اینترگرانولار و پوئیکیلیتیک، وجود پلاژیوکلازهای زونه و سریستی شده، مافیک‌تر شدن انکلاوها نسبت به میزبان‌شان. شکل انکلاوهای آستانه از حالت تقریباً زاویه‌دار تا کاملاً گرد شده تغییر می‌کند، ولی به طور کلی اشکال تقریباً بیضوی غلبه دارند. از نظر شکل و اندازه نیز با انکلاوهای سایر توده‌ها شباهت دارند ولی مرز انکلاوها با سنگ میزبان در توده مورد مطالعه غالباً مشخص است که در توده‌های دیگر علاوه بر مرز مشخص مرزهای مضرسی، تدریجی تا مبهم نیز دیده می‌شود. از نظر منشأ انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در تمامی توده‌ها پدیده اختلاط مؤثر می‌باشد اما در منطقه الیگودرز انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در اصل حاشیه‌های به شدت منجمد شده‌ی مخزن ماگمایی هستند که در مراحل بعدی گسیخته شده و درون میزبان پراکنده شده‌اند.

۱۳- برداشت

مراجع

- Abdel-Rahman, A. M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. *Journal of Petrology* 35, 525-541. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.2.525>
- Alavi, M., Mahdavi, M.A., 1994. Stratigraphy and structure of the Nahavand region in western Iran and their implications for the Zagros tectonics. *Geological Magazine* 131, 43- 47. <https://doi.org/10.1017/S0016756800010475>
- Alavi, M., 1994. Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. *Tectonophysics* 229, 211-238. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2)
- Anderson, J.L. Smith, D.R. 1995. The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *American Mineralogist* 80, 549-559. <https://doi.org/10.2138/am-1995-5-614>
- Bacon, C.R., 1986. Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks. *Journal of Geophysical Research* 91, 6091-6112. <https://doi.org/10.1029/JB091iB06p06091>
- Barbarin, B., 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos* 80, 155-177. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.05.010>

- Barbarin, B., Didier, J., 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83, 145–153. <https://doi.org/10.1017/S0263593300007835>
- Blake, D.H., Elwell, R.W.D., Gibson, I.L., Skelhorn, R.R., Walker, G.P.L., 1965. Some relationships resulting from the intimate association of acid and basic magmas. *Journal of the Geological Society London* 121, 31–49. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.121.1.0031>
- Cantagrel, J.M., Didier, J., Gourgau, A., 1984. Magma mixing: Origin of intermediate rocks and “enclaves” from volcanism to plutonism. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 35, 63–76. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(84\)90034-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(84)90034-7)
- Chapman, C.A., 1962. Diabase-granite composite dikes, with pillow like structure, Mount Desert Island [https://www.journals.uchicago.edu/journal/jg.70,539–564](https://www.journals.uchicago.edu/journal/jg.70,539-564). <https://doi.org/10.1086/626851>
- Debon, F., Le Fort, P., 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 73, 135–149. <https://doi.org/10.1017/S0263593300010117>
- Deer W. A., Howie R.A. Zussman J., 1992. *An Introduction to the Rock Forming Minerals*, Longman, London, P 528 .
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandlaule, P. and Marcher, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1- R2 diagrams and major element analysis – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29, 183–210. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(80\)90020-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(80)90020-0)
- Didier, J., Barbarin, B., 1991. Enclaves and Granite Petrology. *Developments in Petrology*, vol. 13. Elsevier, Amsterdam. 625 p.
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Valizadeh, M.V., Hassanzadeh, J., Sepahi, A.A., 2012. Geochemistry and zircon U–Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran, *Journal of Asian Earth Sciences* 43, 11–22. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.09.001>
- Frost, B.R., Barnes, G.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geological classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Furman, T., Spera, F.J., 1985. Co-mingling of acid and basic magma with implications for the origin of mafic I-type xenoliths: Field and petrochemical relations of an unusual dike complex at Eagle Lake, Sequoia National Park, California, USA. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 24, 151–178. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90031-9](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90031-9)
- Hammarstrom, J.M., Zen, E.A., 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71, 1297–1313.
- Harris, N.B.W., Duyverman, H.J., Almond, D.C., 1983. The trace element and isotope geochemistry of the Sabaloka Igneous Complex, Sudan. *Journal of Geological Society London* 140, 245–256. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.140.2.0245>
- Hawthorne, F. C., Henry, D.J., 1999. Classification of the minerals of the tourmaline group. *European Journal of Mineralogy* 11, 201–215.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons, *American Mineralogist* 72, 231–239.
- Johnson, M.C., Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* 17, 837–841. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017%3C0837:ECOTAI%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017%3C0837:ECOTAI%3E2.3.CO;2)
- Kamiyama, H., Nakajima, T., Kamioka, H., 2007. Magmatic stratigraphy of the tilted Tottabetsu Plutonic Complex, Hokkaido, North Japan: Magma chamber dynamics and pluton construction [https://www.journals.uchicago.edu/toc/jg/current.115\(3\),295–314](https://www.journals.uchicago.edu/toc/jg/current.115(3),295-314). <https://doi.org/10.1086/512754>
- Khalaji, A.A., Esmaily, D., Valizadeh, M.V.H., Rahimpour-Bonab, H., 2007. Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*. 29, 859–877. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.06.005>
- Kumar, S., 2010. Mafic to hybrid microgranular enclaves in the Ladakh batholiths, northwestern Himalaya: Implications on calc-alkaline magma chamber processes. *Journal Geological Society of India* 76, 5–25. [https://doi.org/0016-7622/2010-76-1-5/\\$1.00](https://doi.org/0016-7622/2010-76-1-5/$1.00)

- Leak B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Madarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Schumaker, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G., 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist* 35, 219-246.
- London, D., 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>
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids, *Geological Society of America Bulletin* 101, 635-643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101%3C0635:TDOG%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101%3C0635:TDOG%3E2.3.CO;2)
- Middlemost, E. A. K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system, *Earth Science Reviews* 37, 215-224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Nachit, H., Abder Rahmane, I., El Hassan, A., and Mohcine, B.O., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites, *Comptes Rendus Geosciences* 337, 1415-1420. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956-983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63-81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Rickwood, P.C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use of major and minor elements. *Lithos* 22, 247-263. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(89\)90028-5](https://doi.org/10.1016/0024-4937(89)90028-5)
- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, Longman Scientific and technical 352P. <https://doi.org/10.4324/9781315845548>
- Sahandi, M.R., Radfar, J., Hosseini Dost, S.J., Mohjal, M. 1385. Map 1:100000 of Shazand, Geological and Mineral Exploration Organization of the country, sheet number 5857.
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, 304-310. <https://doi.org/10.1007/BF00310745>
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang, C. K., Vousoughi Abedini, M., 2010. Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 39, 668-683. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.04.014>
- Sun S.S., McDonough W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Eds.). *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society, Special Publications 42, 313-345.
- Thompson, R.N., 1982. Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scottish Journal of Geology* 18, 49 – 107. <https://doi.org/10.1144/sjg18010049>
- Torkian, A., Khalili, M., Sepahi, A.A., 2008. Petrology and geochemistry of the I-type calc-alkaline Qorveh Granitoid Complex, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran, *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen* 185 (2), 131-142. <https://10.1127/0077-7757/2008/0114>
- Vernon, R.H., 1984. Microgranitoid enclaves in granite-globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature* 309, 438-439. <https://doi.org/10.1038/309438a0>
- Vernon, R.H., 1990. Crystallization and hybridism microgranitoid enclave magmas: Microstructural evidence. *Journal of Geophysical Research* 95, 17849-17859. <https://doi.org/10.1029/JB095iB11p17849>
- Vynhal C.R., Mcsween H.Y., 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids Implications for aluminous hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *American Mineralogist* 76, 176-188.
- Wager, L.R., Bailey, E.B., 1953. Basic magma chilled against acid magma. *Nature* 172, 68-70.
- Walker, G.P.L., Skelhorn, R.R., 1966. Some associations of acid and basic igneous rocks. *Earth-Science Reviews* 2, 93-109. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(66\)90024-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(66)90024-9)

- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407-419. <https://doi.org/10.1007/BF00402202>
- Whitney, D., Evans, B.D., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wiebe, R.A., Manon, M.R., Hawkins, D.P., McDonough, W.F., 2004. Late-stage mafic injection and thermal rejuvenation of the Vinalhaven Granite, Coastal Maine. *Journal of Petrology* 45, 2133–2153. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh050>
- Wiebe, R.A., 1991. Commingling of contrasted magmas and generation of mafic enclaves in granitic rocks. In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology* 13. Elsevier, Amsterdam, pp. 393–402.
- Wiebe, R.A., Smith, D., Sturm, M., King, E.M., Seckler, M.S., 1997. Enclave sin the Cadillac Mountain Granite (coastal Maine): sample sofhy brid magma from the base of the chamber. *Journal of Petrology* 38, 393–423. <https://doi.org/10.1093/petroj/38.3.393>