



Research Article

OPEN ACCESS

Kharazmi Journal of Earth Sciences

Journal homepage <https://gnf.khu.ac.ir>

Quartz trace elements composition of different granitoids: case studies from the Kaboodan, Baneh and Sabzevar areas

Seyed Ali Mazhari^{1*}, Kazem Aliabadi²

1. Associate Professor, Research Center of Geographical Sciences and Social Studies, Hakim Sabzevari University, Sabzevar, Iran

2. Lecturer, Research Center of Geographical Sciences and Social Studies, Hakim Sabzevari University, Sabzevar, Iran

Article info

Article history

Received: 19 April 2024

Accepted: 13 May 2024

Keywords:

Quartz, trace elements, I-type granitoid, S-type granitoid, plagiogranites.



Abstract

In this study, the trace element composition of various types of granitoids (I-type, S-type, and plagiogranites) at different geological settings was measured using the LA-ICP-MS method, and their distribution was investigated. The amounts of elements Al, Ti, Fe, Mn, Na, K, P, Li, Rb, Be, Sr, Ga, Ge, and Sn in quartz were determined to be above the detection limit. The resulting data indicate that despite variations in age and formation settings, the content and distribution of trace elements in quartz crystals of granitoids are influenced by the type and nature of granitic magma. The S-type granitoids have quartz crystals with the highest abundance of sum trace elements (710-1111 ppm), followed by I-type granitoids (287-438 ppm) and plagiogranites (201-116 ppm). Among the trace elements present in quartz, aluminum (ppm 18-216) exhibits the highest abundances, followed by titanium (ppm 44-183) and lithium (ppm 5-80), entering the crystal lattice with relatively high concentrations. The Aluminum Saturation Index (ASI) is the most significant factor in the distribution of Al in quartz crystals, and the Al content increases with an increase in the Ge/Ti differentiation coefficient. The concentration distribution and variation trends relative to the differentiation ratio of elements Ga, Ge, Li, and Rb in quartz crystals are similar to aluminum. The abundance of Ti decreases with increasing the Ge/Ti, and the distribution of this element in quartz crystals is dependent not only on the nature and composition of the parent magma but also on the ambient temperature-pressure conditions. Thermometric calculations using the Titan Q method (Ti in quartz) indicate that the crystallization temperature of quartz in S-type granitoids (average 776 °C) is higher than in I-type granitoids (average 707 °C) and plagiogranites (average 683 °C). Due to their very low concentrations and the influence of other factors such as involved fluids or very fine inclusions, other trace elements in quartz crystals exhibit irregular distributions.

Introduction

Quartz is considered one of the most abundant minerals in granitic rocks and it is more resistant to secondary processes compared to feldspars. Studies conducted on the content of trace elements in granites indicate that the composition of these elements can be used to study magmatic evolution trends and mineralization potential in these rocks (e.g. Ji et al., 2024). Although the compositional variations of trace elements in different types of granites are relatively broad and irregular even at local scales, some studies

suggest that the trace element composition present in quartz can be used to differentiate various granitoids (e.g., Breiter et al., 2020). In Iran, limited access to the necessary equipment has resulted in a lack of data on trace elements in quartz. The only study conducted on a small number of trace elements in quartz crystals in granitoids in the Naqadeh intrusive complex focused on examining variations in Ti, Ge, Al, and Li in quartz minerals and their role in distinguishing magmatic events (Mazhari et al., 2012).

DOI <http://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.1.106552>

*Corresponding author: Seyed Ali Mazhari; E-mail: a.mazhari@hsu.ac.ir

How to cite this article: Mazhari, A., Aliabadi, k., 2024. Quartz trace elements composition of different granitoids: case studies on the Kaboodan, Baneh and Sabzevar areas. Kharazmi Journal of Earth Sciences 10(1), 1- 32. <http://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.1.106552>



This research aims to analyze the data obtained from the analysis of trace elements in quartz in granitic rocks from three regions: the Kaboodan area in the Taknar zone, the North Sabzevar region, and the Baneh intrusive complex in the northwestern part of the Sanandaj-Sirjan zone. The nature of magma and petrological evolutions of these granitoids have been well investigated in previous studies. Samples from the Kaboodan area consist of distinct types of I-type and S-type granitoids dating to the Neoproterozoic era (Ma 547-528) (Mazhari et al., 2020); the studied granitoids from North Sabzevar are plagiogranites related to the Sabzevar ophiolitic complex (Moghadam et al., 2014); and the granitoids from the Baneh intrusive complex are classified into two groups of I-type and S-type granitoids dating to the Eocene age (Azizi et al., 2018). By using the results of this study, it is possible to compare the composition of quartz trace elements in the studied granitoids and investigate the potential use of the quartz trace element content to identify different types of granites.

Materials and Methods

Analytical methods

In order to investigate the composition of quartz trace elements in the different types of the studied granitoids, ten samples have been selected from various areas. Trace element compositions of quartz were measured using LA-ICP-MS. For this purpose, a 193 μm Analyte Excite laser ablation system connected to an Agilent 7900 ICP-MS was utilized. The analyses were performed under the following conditions: a repetition rate of 10 Hz, a spot size of 44 μm , and a laser energy of 12 J/cm². NIST SRM 610 was used as an external standard, while ²⁹Si was used as an internal standard for calibration and stoichiometry of quartz. NIST SRM 612 was also employed as a secondary reference. The elemental abundances were calibrated using Iolite software. The error estimation for measuring trace elements in this study is less than 10%. The LA-ICP-MS studies were conducted at the Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences. Care was taken in the

analysis of trace elements in quartz to select crack-free and inclusion-free crystals to minimize their effects on the quartz composition.

Results and Discussion

Aluminum is the most abundant element studied in quartz crystals, showing a wide compositional range from 18.12 to 769.35 ppm. The difference in the amount of Al in different types of granitoids is very noticeable. S-type granitoids from the Baneh intrusive complex have the highest Al concentration with an average of 700.84 ppm, followed by S-type granitoids from the Kaboodan area (average 468.90 ppm), I-type granitoids from Baneh (average 157.21 ppm), I-type granitoids from Kaboodan (average 113.38 ppm), and Sabzevar plagiogranites (average 29.87 ppm). There is a direct relationship between the Aluminum Saturation Index (ASI, which is the molar ratio of Al to the total Ca, Na, and K) and the Al present in quartz crystals. The Al content of the studied quartz crystals increases with an increase in the Ge/Ti ratio.

After Al, titanium shows the highest concentrations in the studied quartz crystals. Similar to Al, the Ti abundance is higher in S-type granitoids than I-type granitoids, and plagiogranites have the lowest levels of Ti. With an increase in the Ge/Ti ratio, the Ti concentration of quartz in the studied granitoid types decreases. With an increase in the Ge/Ti ratio, the amounts of Li, Ga, and Ge also increase. The behavior of Rb in the studied quartz crystals is similar to Ga and Ge, with the difference that the level of Rb in plagiogranites is below the detection limit of the LA-ICP-MS.

The abundance of other trace elements such as Fe, Mn, Na, K, P, Be, Sr, and Sn in the studied quartz crystals does not follow a specific trend and is not related to the differentiation coefficient. The absence of elements such as K, Be, and Sn in plagiogranites, which have a low whole-rock composition of these elements, indicates that the melt/fluid composition influenced on the abundance of these elements. On the other hand, the irregular distribution of these elements indicates that

multiple factors are involved in changing their values in quartz crystals. The irregular trends and significant variations of these trace elements in quartz crystals are often attributed to the presence of involved fluids or very fine inclusions within the crystals.

The calculated temperature based on Titan Q (Ti in quartz) varies from 658 to 839 degrees Celsius in different types of granitoids. The highest temperatures are found in S-type granitoids in Baneh (average 788 °C) and Kaboodan (average 762 °C), followed by I-type granitoids in Kaboodan (average 710 °C) and Baneh (average 703 °C). The lowest calculated temperature is attributed to plagiogranites (average 683 °C).

Conclusions

The abundance of trace elements is related to the nature and type of granitoid magma so that in S-type granitoids, quartz crystals contain higher amounts of trace elements compared to quartz in I-type granitoids. The lowest levels of trace elements are observed in quartz crystals of plagiogranites.

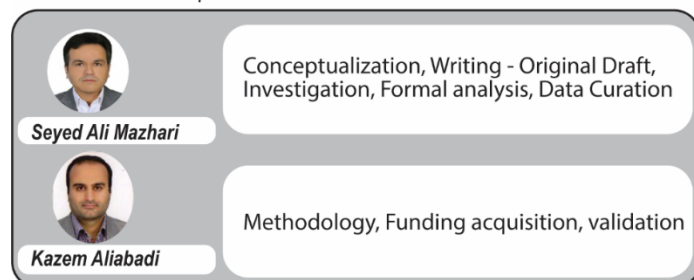
The Al concentration of the studied quartz crystals is related to the ASI of the host rock, and its level increases with an increase in the differentiation coefficient Ge/Ti. The distribution and geochemical trend of elements Ga, Ge, Li, and Rb are similar to aluminum, although the influencing factors on the geochemical behavior of each element are different. The Ti contents decrease with an increase in the differentiation coefficient, and the thermodynamic conditions of the crystal crystallization environment affect the abundance of this element in quartz. The calculation of the crystallization temperature using the Titan Q method indicates that S-type granitoids are formed at higher temperatures compared to I-type

granitoids and plagiogranites. The distribution of other trace elements in the studied quartz crystals is irregular and depends on other factors such as involved fluids or very fine inclusions within the crystals.

References

- Azizi, H., Hadad, S., Stern, R.J., Asahara, Y., 2018. Age, geochemistry, and emplacement of the ~40-Ma Baneh granite–appinite complex in a transpressional tectonic regime, Zagros suture zone, northwest Iran. *International Geology Review* 61 (2), 195–223.
- Breiter, K., Ďurišová, J., Dosbaba, M., 2020. Chemical signature of quartz from S- and A-type rare-metal granites – A summary. *Ore Geology Reviews* 125, 103674. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103674>.
- Ji, G.Y., Jiang, S.H., Wei, H.T., Liu, Y.F., Yan, P.C., 2024. Trace elements and growth patterns in quartz from the Alubaogeshan granite in the Maodeng Mo-Bi-Sn-Cu deposit, southern Great Xing'an Range, NE China. *Ore Geology Reviews* 165, 105864. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105864>
- Mazhari, S.A., Ghalamghash, J., Mazloumi Bajestani, A.R., Hajalilou, B., 2012. Application of trace elements composition in quartz for Naqadeh granitoids petrogenesis interpretation, NW Sanandaj-Sirjan Zone. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 20 (3), 505-514. <http://ijcm.ir/article-1-365-en.html>.
- Mazhari, S.A., Klötzli, U., Safari, M., 2020. U-Pb geochronology, Petrogenesis and tectonomagmatic evolution of Cadomian intrusive rocks in Kaboodan area, NE of Iran. *International Geology Review* 62, 1971-1987. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1681029>
- Moghadam, H.S., Corfu, F., Chiaradia, M., Stern, R.J., Ghorbani, G., 2014. Sabzevar Ophiolite, NE Iran: progress from embryonic oceanic lithosphere into magmatic arc constrained by new isotopic and geochemical data. *Lithos* 210(211), 224–241. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.10.004>.

CRediT authorship contribution statement





Research Article

OPEN ACCESS

Kharazmi Journal of Earth Sciences

Journal homepage <https://gnf.khu.ac.ir>

ترکیب عناصر کمیاب کوارتز در انواع گرانیتوئیدها: مطالعات موردی در مناطق کبودان، بانه و سبزوار

سید علی مظهري^{۱*}، کاظم علی آبادی^۲

۱. دانشیار، مرکز پژوهشی علوم جغرافیایی و مطالعات اجتماعی، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار، ایران

۲. مربی، مرکز پژوهشی علوم جغرافیایی و مطالعات اجتماعی، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار، ایران

چکیده

اطلاعات مقاله

در این پژوهش ترکیب عناصر کمیاب کوارتز در انواع گرانیتوئیدهای نوع I، S و پلاژیوگرنیتها در جایگاه‌های مختلف زمین‌شناسی به روش LA-ICP-MS اندازه‌گیری شده و توزیع آن‌ها مورد بررسی قرار گرفته‌است. مقادیر عناصر Al, Ti, Fe, Mn, Na, K, P, Li, Rb, Be, Ga, Sr, Ge و Sn در کوارتز بالاتر از حد تشخیص دستگاه تعیین شد. نتایج بدست آمده نشان می‌دهد که علی‌رغم داشتن سن و محیط‌های متفاوت تشکیل، فراوانی و توزیع عناصر کمیاب در بلورهای کوارتز گرانیتوئیدها با نوع و ماهیت ماگمای گرانیتی در ارتباط است. عناصر کمیاب در بلورهای کوارتز گرانیتوئیدهای نوع S دارای بیشترین فراوانی هستند (۱۱۱-۷۱۰ ppm) و به دنبال آن‌ها گرانیتوئیدهای نوع I (۴۳۸-۲۸۷ ppm) و پلاژیوگرنیتها (۲۰۱-۱۱۶ ppm) قرار می‌گیرند. در بین عناصر کمیاب موجود در کوارتز، Al بیشترین فراوانی (۲۱۶-۱۸ ppm) را دارد و پس آن Ti (۴۴-۱۸۳ ppm) و Li (۵-۸۰ ppm) با مقادیر به نسبت بالا در شبکه بلور وارد می‌شوند. ضریب اشباع آلومینیم (ASI) مهمترین عامل در توزیع Al در بلورهای کوارتز بوده و میزان Al با افزایش Ge/Ti افزایش می‌یابد. فراوانی توزیع و روند تغییرات عناصر Li, Ge, Ga, Rb و Li در بلورهای کوارتز مشابه با Al می‌باشد. فراوانی Ti با افزایش ضریب تغریق کاهش می‌یابد و توزیع این عنصر در بلورهای کوارتز علاوه بر ماهیت و ترکیب ماگمای مادر به شرایط دما-فشار محیط نیز وابسته است. محاسبات ترمومتری به روش Titan Q (Ti در کوارتز) نشان می‌دهد که دمای تبلور کوارتز در گرانیتوئیدهای نوع S (به طور میانگین ۷۷۶ °C) بیشتر از گرانیتوئیدهای نوع I (به طور میانگین ۷۰۷ °C) و پلاژیوگرنیتها (به طور میانگین ۶۸۳ °C) می‌باشد. سایر عناصر کمیاب در بلورهای کوارتز مورد مطالعه با توجه به غلظت بسیار پایین و تأثیر سایر عوامل همچون سیالات درگیر یا ادخال‌های بسیار ریز، توزیع نامنظم دارند.

تاریخچه مقاله

دریافت: ۱۴۰۳/۰۱/۳۱

پذیرش: ۱۴۰۳/۰۲/۲۴

واژه‌های کلیدی

کوارتز، عناصر کمیاب، گرانیتوئید نوع I، گرانیتوئید نوع S، پلاژیوگرنیت.



مقدمه

برای بسیاری از عناصر کمیاب کانی‌ها بدون محلول سازی نمونه‌ها را فراهم ساخته است. همین امر موجب به‌کارگیری روزافزون مطالعه عناصر کمیاب کوارتز در بسیاری از فرایندهای زمین‌شناسی همچون پتروژنز گرانیتها (Drivenes et al., 2016; Jacamon and Götze et al., 2009; Larsen, 2009; Larsen et al., 2009)، پگماتیتها (Götze et al., 2004; Müller et al., 2015; Garate-Olave et al., 2017)، سنگ‌های آتشفشانی (Audéat, 2013; Breiter et al., 2012)، کانسارهای هیدروترمال (Müller et al., 2018; Peterková and

در سال‌های اخیر استفاده از میزان عناصر کمیاب کوارتز برای مطالعات پترولوژیکی توسعه چشمگیری یافته است. کوارتز در مقایسه با سایر کانی‌های سنگ‌ساز همچون فلدسپار و میکا، در طی فرایندهای ثانویه پایدارتر است و شرایط ترکیب-دما-فشار (P-T-X) را در حین تبلور به شکل بهتری حفظ می‌کند (Breiter et al., 2014). گسترش و رشد تجهیزات آزمایشگاهی به ویژه سایش لیزری طیف‌سنج جرمی پلاسماي زوج القایی (LA-ICP-MS) امکان آنالیز نقطه‌ای همزمان

DOI <http://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.1.106552>*نویسنده مسئول: سید علی مظهري a.mazhari@hsu.ac.ir

استناد به این مقاله: مظهري، ع.، علی آبادی، ک. (۱۴۰۳) ترکیب عناصر کمیاب کوارتز در انواع گرانیتوئیدها: مطالعات موردی در مناطق کبودان، بانه و سبزوار. مجله علوم زمین خوارزمی. جلد ۱۰، شماره ۱، صفحه ۱ تا ۳۲. <http://doi.org/10.22034/KJES.2024.10.1.106552>



زون سنندج- سیرجان مورد تجزیه و تحلیل قرار دهد. ماهیت ماگما و تحولات پترولوژیکی گرانیتوئیدهای مورد نظر در تحقیقات قبلی به خوبی بررسی شده است. نمونه‌های منطقه کبودان شامل انواع متمایز گرانیتوئیدهای I و S به سن نفوپروتروزوئیک (528-547 Ma) هستند (Mazhari et al., 2020)؛ گرانیتوئیدهای مورد مطالعه از شمال سبزوار، پلاژیوگرانیت‌های مرتبط با مجموعه افیولیتی سبزوار می‌باشند (Khalatbari et al., 2013; Moghadam et al., 2014)؛ و گرانیتوئیدهای مجموعه نفوذی بانه هم در دو گروه گرانیتوئیدهای I و S به سن ائوسن قرار می‌گیرند (Azizi et al., 2018; Mazhari, 2021). با استفاده از نتایج این پژوهش می‌توان به مقایسه ترکیب عناصر کمیاب کوارتز در انواع گرانیتوئیدهای مورد مطالعه پرداخت و قابلیت استفاده از میزان عناصر کمیاب بلورهای کوارتز در شناسایی انواع مختلف گرانیت‌ها را مورد بررسی قرار داد.

مواد و روش‌ها

موقعیت زمین‌شناسی و نتایج مطالعات پیشین

نمونه‌های مورد مطالعه در این پژوهش از سنگ‌های گرانیتی سه منطقه متفاوت انتخاب شده‌اند. در این بخش به طور مختصر ویژگی‌های زمین‌شناسی این سه منطقه ارائه شده و نتایج مطالعات قبلی به طور مختصر بیان می‌گردد.

منطقه کبودان

منطقه کبودان در شمال شرقی ایران و در شمال بلوک لوت واقع شده است (شکل ۱). در این منطقه، گسل اصلی تک‌نار رخنمون‌های پهنه‌های سبزوار در شمال و تک‌نار در جنوب را در این منطقه از هم جدا می‌سازد (شکل ۱-b). لیتولوژی‌های مختلف مزوزوئیک و سنوزوئیک در رخنمون‌های پهنه سبزوار ظاهر شده‌اند (Mazhari et al., 2019).

(Dolejš, 2019) و سنگ‌های دگرگونی (Müller et al., 2009) شده است.

کوارتز یکی از خالص‌ترین کانی‌های پوسته زمین است و به همین علت میزان عناصر کمیاب در آن محدود است. با این حال، با توجه به مقاوم بودن این کانی در فرایندهای ثانویه، همین مقادیر کم، اطلاعات مهمی در مورد ژنز کانی (Jacamon and Larsen, 2009)، پتانسیل کانی‌زایی (Monnier et al., 2018; Ji et al., 2024) و تحولات پترولوژیکی ماگما ارائه می‌دهند (Götze et al., 2021). با وجود این- که تغییرات ترکیبی عناصر کمیاب در انواع گرانیت‌ها حتی در مقیاس-های محلی به نسبت وسیع و نامنظم است، برخی از مطالعات نشان می‌دهد که از ترکیب عناصر کمیاب موجود در کوارتز می‌توان در تمایز انواع گرانیتوئیدها استفاده کرد (به عنوان مثال Breiter et al., 2020). عامل اصلی تغییرات کانی‌شناسی و شیمی کوارتز نقصان ساختاری^۱ در این بلور می‌باشد (Götze, 2009). این نقصان بلوری شامل جابجایی‌های شبکه‌ای، نقصان در نقاط خاص شبکه بلوری و نقصان صفحه‌ای می‌باشند که به همراه ادخال‌های ریز موجود در این کانی باعث تغییر ترکیب عناصر کمیاب در شرایط ترمودینامیکی متفاوت طی تبلور ماگما و یا توسط فرایندهای ثانویه مثل دگرسانی، دباژنز و یا دگرگونی می‌شوند (Götze, 2009).

در ایران مشکلات دسترسی به تجهیزات مورد نیاز موجب عدم ارائه داده‌هایی در مورد عناصر کمیاب کوارتز شده است. تنها مطالعه انجام شده بر روی تعداد محدودی عناصر کمیاب بلورهای کوارتز در گرانیتوئیدهای مجموعه نفوذی نرده می‌باشد که در آن به بررسی تغییرات عناصر Al, Ge, Ti و Li در کانی کوارتز و نقش آن‌ها در تفکیک تحولات ماگمایی این توده اشاره شده است (Mazhari et al., 2012). هدف این تحقیق این است که داده‌های حاصل از تجزیه عناصر کمیاب کوارتز در سنگ‌های گرانیتی از سه منطقه کبودان در زون تک‌نار، منطقه شمال سبزوار و مجموعه نفوذی بانه در شمال غربی

¹ Structural defects

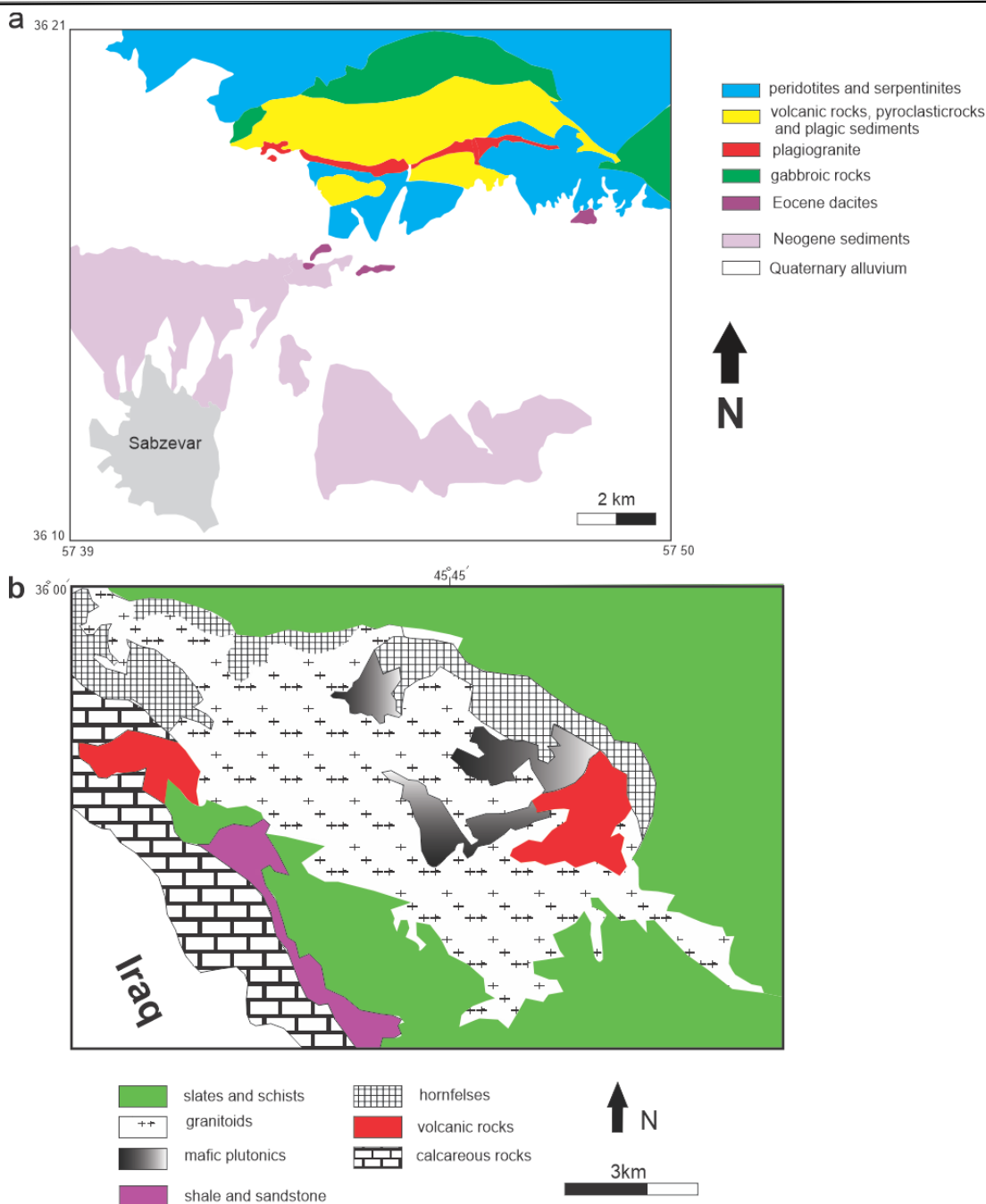
هستند که در بازه زمانی ۵۲۸-۵۷۲ میلیون سال پیش تشکیل شده- اند. داده‌های پترولوژیکی و ایزوتوپی نشان می‌دهد که پهنه تک‌نار بخشی از ماگماتیسزم گسترده‌ای است که در نئوپروتروزوئیک در طول حاشیه شمالی گندوانا اتفاق افتاده است (Mazhari et al., 2020). بخش محدودی از سنگ‌های نفوذی ظاهر شده در بخش پهنه تک‌نار منطقه کبودان شامل سنگ‌های فلسیک و مافیک کرتاسه می‌شود. ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی این سنگ‌ها حاکی از تشکیل آن‌ها در یک جایگاه کم‌انرژی فعال در کرتاسه پسین است (Mazhari et al., 2019). البته حجم اصلی لیتولوژی پهنه تک‌نار در منطقه کبودان شامل انواع سنگ‌های ماگمایی مرتبط با کادومین می‌باشد (شکل ۱- b). در مطالعات پیشین منطقه (Mazhari et al., 2020) به نتایج زیر دست‌یافته‌اند: سنگ‌های نفوذی گابرو-دیوریتی با سن ۵۵۲- Ma از ذوب بخشی یک منشأ گوشته اسپینل پریدوتیتی در عمق کم حاصل شده‌اند. سنگ‌های گرانیتوئیدی شامل دو نوع مختلف S و I هستند. گرانیتوئیدهای تیپ I قدیمی‌تر (۵۴۷-۵۴۹ Ma) از گرانیتوئیدهای نوع S (۵۲۸-۵۳۱ Ma) هستند و خصوصیات پتروگرافی و ژئوشیمیایی این دو گروه گرانیتوئیدی متفاوت از یکدیگر می‌باشد. گرانیتوئیدهای I از ذوب بخشی سنگ‌های با منشأ گوشته‌ای در یک محیط فرورانش حاصل شده‌اند. با توجه به ترکیب عناصر کمیاب، گرانیتوئیدهای نوع S شبیه به گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ای هستند و از طریق ذوب منابع پوسته‌ای (رسوبات دگرگون شده) و هم‌زمان یا بعد از حادثه برخورد تشکیل شده‌اند؛ بنابراین زمان پایان فرایند فرورانش کادومین در این منطقه را می‌توان به حدود ۵۳۰ Ma نسبت داد. نمونه‌های نوع I ترکیب مت‌آلومین ($ASI < 1$) با نسبت‌های ایزوتوپی مشابه سنگ‌های مشتق شده از گوشته (ϵNd_t بالا و $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ پایین) دارند؛ در سوی دیگر گرانیتوئیدهای نوع S ترکیب پرآلومین ($ASI > 1$) با نسبت‌های ϵNd_t منفی و $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ بالا نشان می‌دهند که حاکی از نقش سنگ‌های پوسته در تشکیل آنها می‌باشد (جدول ۱). علاوه بر داده‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی سنگ کل، ترکیب

کانی‌های بیوتیت و زیرکن نمونه‌های گرانیتوئیدی بخش پهنه تک‌نار در منطقه کبودان، تفاوت ماهیت انواع گرانیت‌های این منطقه را به اثبات می‌رساند. بیوتیت در گرانیتوئیدهای نوع S دارای Al_2O_3 و FeO_t بیشتر و MgO کمتر نسبت به بیوتیت نمونه‌های نوع I است (Mazhari and Klötzli, 2023).

مجموعه افیولیتی پهنه سبزوار

مجموعه افیولیتی سبزوار در شمال شرقی ایران و در قلمرو ایران مرکزی واقع شده است که با یک الگوی شمال غربی-جنوب شرقی در حاشیه شمال شرقی ایران جای گرفته است (شکل ۱-a). این مجموعه شامل تمام بخش‌های یک توالی افیولیتی است که به طور کامل تکتونیزه شده و انقطاع‌هایی بین بخش‌های مختلف ایجاد شده است (به عنوان مثال Khalatbari et al., 2013; Moghadam et al., 2015).

نمونه سنگ‌های پلاژیوگرانیته مورد استفاده در این تحقیق از بخش‌های مرکزی پهنه سبزوار، در شمال شهر سبزوار و نزدیک روستای سنگ سفید، برداشت شده است. از نظر میزان اشباع از آلومینیوم این نمونه‌ها در رده مت‌آلومین ($ASI < 1$) قرار می‌گیرند. این گرانیتوئیدها به صورت نواری باریک در سنگ‌های اولترامافیک، آتشفشانی و آذرآواری مجموعه افیولیتی نفوذ کرده‌اند (شکل ۲-a). مطالعات قبلی بر روی پلاژیوگرانیته‌های این منطقه نشان می‌دهد که ترکیب تونالیت- ترونجمیت دارند (Maleki, 2013) و سن تشکیل آن‌ها کرتاسه می‌باشد (Moghadam et al., 2014). ترکیب شیمیایی تونالیت‌های افیولیت‌های سبزوار همانند سایر پلاژیوگرانیته‌ها با میزان بسیار پایین K_2O (کمتر یک درصد وزنی) و Rb (کمتر از ۱۲ppm) مشخص می‌شود (جدول ۱). مشخصات ژئوشیمیایی پلاژیوگرانیته‌ها نشان می‌دهد که حاصل تفریق ماگماهای بازالتی منطقه می‌باشند (Moghadam et al., 2014).



شکل ۲- نقشه ساده زمین‌شناسی شمال سبزوار (a) و مجموعه نفوذی بانه (b).

Fig. 2. Simple geological map of North of Sabzevar (a) and Baneh plutonic complex (b).

داده‌های سن‌سنجی U-Pb در بلورهای زیرکن، سن ائوسن (حدود ۴۰ Ma) را برای این مجموعه پیشنهاد می‌دهد (Azizi et al., 2018). سنگ‌های نفوذی بانه شامل بخش‌های مافیک و فلسیک هستند (شکل ۲-b). سنگ‌های مافیک ترکیب دیوریت- گابرویی

مجموعه نفوذی بانه

توده نفوذی بانه یکی از مجموعه نفوذی‌های متعدد شمال زون سهند- سیرجان می‌باشد. این توده در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای درجه ضعیف اسلیتی و شیستی کرتاسه نفوذ کرده است (شکل ۲-b).

داشته و ماهیتی کاملاً متمایز با سایر سنگ‌ها دارند (Amini et al., 2005). از این سنگ‌های مافیک به عنوان آپینیت‌های توده بانه نیز یاد شده است (Azizi et al., 2018). سنگ‌های فلسیک نیز به دو فاز اصلی قابل تقسیم هستند. حجم اصلی توده را مجموعه سنگ‌های گرانیتوئیدی تشکیل می‌دهد که از بخش‌های مختلف گرانیت‌های دو میکا، بیوتیت گرانیت و گرانیت‌های آمفیبول دار شکل یافته‌اند. فاز نهایی به صورت دایک یا استوک‌های کوچک در فاز اصلی گرانیتوئیدی تزریق شده و شامل گرانیت‌های گارنت‌دار با محدوده ترکیبی کوچک می‌باشد (Amini et al., 2005). نتایج مطالعات پترولوژیکی نشان می‌دهد که گرانیت‌های بخش‌های غربی مجموعه نفوذی بانه (بیوتیت گرانیت‌ها و گرانیت‌های آمفیبول دار این منطقه) ماهیت گرانیتوئیدهای نوع I دارند، درحالی‌که گرانیت‌های بخش‌های شرقی (بیوتیت گرانیت‌ها، بیوتیت-مسکویت گرانیت‌ها و گرانیت‌های گارنت‌دار)، خواص گرانیتوئیدهای نوع S را نشان می‌دهند (Mazhari, 2021). گرانیتوئیدهای نوع I متالومین ($ASI < 1$) بوده و با ϵNd_t به نسبت بالا (+0/55 و +0/11) و $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ پایین (0/7049 - 0/7039) مشخص می‌شوند (جدول 1). در سوی دیگر سنگ‌های گرانیتی نوع S نسبت‌های ϵNd_t (-4/26 و -1) پایین‌تر و $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ (0/7068 - 0/7068) دارند. سن مدل گوشته تهی‌شده محاسبه شده برای گرانیتوئیدهای نوع S (1/215 - 1/036 Ga) نیز بالاتر از گرانیتوئیدهای نوع I (0/939 - 0/589) می‌باشد (جدول 1).

روش انجام پژوهش

به منظور بررسی ترکیب عناصر کمیاب کوارتز در انواع گرانیتوئیدهای مورد مطالعه، تعداد ده نمونه از مناطق مختلف انتخاب گردید. این ده نمونه شامل چهار نمونه از مجموعه نفوذی بانه (دو نمونه Ba19 (گرانیت گارنت‌دار) و Ba23 (بیوتیت گرانیت) از گرانیتوئیدهای نوع S، و دو نمونه Ba37 و Ba95 از گرانیتوئیدهای نوع I)، چهار نمونه از منطقه کبودان (دو نمونه Ka18 و Ka39 از گرانیتوئیدهای نوع S و دو نمونه Ka6 و Ka33 از گرانیتوئیدهای نوع

I) و دو نمونه از پلاژیوگرانیت‌های سبزوار (نمونه‌های Ss48 و Ss134) می‌شوند. هدف اصلی این پژوهش مقایسه و بررسی تغییرات ترکیب عناصر کمیاب در بلورهای کوارتز انواع نمونه‌های گرانیتی می‌باشد، اما برای بیان تفاوت‌های سنگ‌های مورد ذکر، دانستن ترکیب سنگ‌کل لازم است. در جدول ۱ ترکیب اکسیدهای اصلی، عناصر کمیاب و ترکیب ایزوتوپی سنگ‌کل برای نمونه‌های مورد مطالعه آورده شده است. ترکیب ژئوشیمیایی و ایزوتوپی سنگ‌کل نمونه‌های منطقه کبودان در تحقیقات گذشته اندازه‌گیری شده است که جزئیات آن در مطالعات قبلی (Mazhari et al., 2020) تشریح شده است. میزان اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب سنگ‌کل در نمونه‌های بانه و پلاژیوگرانیت‌های سبزوار به روش‌های XRF و ICP-MS در آزمایشگاه Act Labs. کانادا تعیین گردید. برای گرانیتوئیدهای بانه نسبت‌های ایزوتوپی Nd و Sr به روش (TIMS thermal-ionization mass spectrometer) تعیین شده و سن‌سنجی U-Pb به روش LA-ICP-MS انجام شده است. جزئیات روش‌های آنالیز سنگ‌کل در مطالعه مظهری و همکاران (Mazhari et al. 2024) آورده شده است. ترکیب عناصر کمیاب در کوارتز به کمک LA-ICP-MS اندازه‌گیری شد. برای این کار از یک سیستم کاهنده لیزری $193 \mu m$ Analyte Excite متصل به یک Agilent 7900 ICP-MS استفاده شد. آنالیزها در شرایط فرکانس متناوب 10 Hz، اندازه اشعه نقطه‌ای $44 \mu m$ و انرژی لیزری $12 J/cm^2$ انجام شد. از NIST SRM 610 به عنوان استاندارد خارجی استفاده شد درحالی‌که از ^{29}Si به عنوان استاندارد داخلی برای کالیبره کردن و استوکیومتری کوارتز به کار گرفته شد. از استاندارد NIST SRM 612 نیز به عنوان یک رفرنس کمکی بهره گرفته شد. فراوانی عناصر با استفاده از نرم افزار Iolite کالیبره شد (Paton et al., 2011). برآورد خطا برای اندازه‌گیری عناصر کمیاب در این تحقیق کمتر از 10٪ است. مطالعات LA-ICP-MS در مؤسسه ژئوشیمی جوی‌یانگ، آکادمی علوم چین، انجام شد. برای انجام آنالیز عناصر کمیاب کوارتز دقت گردید تا بلورهایی بدون

درز و ادخال انتخاب شود تا تأثیر این عوامل بر ترکیب کوارتز به حداقل

برسد.

جدول ۱- نتایج آنالیز اکسیدهای اصلی (برحسب درصد وزنی)، عناصر کمیاب (ppm) و نسبت‌های ایزوتوپی نمونه سنگ‌های مورد مطالعه. GPS: گرانیتوئیدهای نوع S در منطقه کبودان؛ GPI: گرانیتوئیدهای نوع I در منطقه کبودان؛ GES: گرانیتوئیدهای نوع S در مجموعه نفوذی بانه؛ GEI: گرانیتوئیدهای نوع I در مجموعه نفوذی بانه؛ Pg: پلاژیوگرنیت‌های سبزوار.

Table 1. The results of major oxides (wt%), trace elements (ppm) and isotopic ratios of the studied samples. GPS: Kaboodan S-type granitoids; GPI: Kaboodan I-type granitoids; GES: Baneh S-type granitoids; GEI: Baneh I-type granitoids; Pg: Sabzevar plagiogranites.

Sample No.	Ka39	Ka18	Ka6	Ka33	Ba23	Ba19	Ba95	Ba37	Ss134	Ss48
ID	GPS	GPS	GPI	GPI	GES	GES	GEI	GEI	Pg	Pg
SiO₂	70.88	76.13	69.31	72.66	70.83	73.98	65.23	70.52	61.88	70.31
TiO₂	0.16	0.21	0.63	0.39	0.14	0.06	0.56	0.14	0.72	0.39
Al₂O₃	12.59	12.46	15.94	13.36	15.17	14.48	15.46	15.62	12.89	13.16
FeO_t	4.26	2.11	1.82	3.42	3.08	1.48	4.89	2.27	6.21	4.39
MgO	1.25	0.17	0.76	0.66	0.92	0.12	2.08	0.40	5.62	1.53
MnO	0.02	0.02	0.05	0.05	0.11	0.04	0.12	0.03	0.15	0.08
CaO	0.62	0.38	4.02	2.52	0.53	1.11	4.53	2.76	5.99	4.24
Na₂O	3.71	3.91	5.33	4.54	3.14	3.55	2.98	3.90	3.80	3.46
K₂O	3.51	4.05	1.45	1.61	5.47	4.16	2.58	4.23	0.12	0.77
P₂O₅	0.07	0.03	0.10	0.06	0.15	0.08	0.18	0.10	0.12	0.11
LOI	1.77	0.67	0.76	0.77	0.61	0.59	0.59	0.81	1.85	1.71
Sum	98.84	100.14	100.17	100.04	100.15	99.65	99.20	100.78	99.35	100.15
Li	3.85	5.01	12.78	9.86	27.31	26.34	20.27	18.96	17.18	19.25
Rb	130.36	101.55	21.32	51.12	167.70	101.55	84.60	80.24	6.21	11.88
Cs	0.80	1.12	1.55	1.36	4.43	1.22	2.61	1.60	4.63	9.48
Be	2.19	3.03	2.23	2.76	1.43	1.72	1.36	1.63	1.34	1.58
Sr	65.22	39.43	187.16	98.13	232.36	107.05	279.15	221.06	275.77	138.87
Ba	981.34	675.42	133.29	302.41	501.38	668.05	449.35	676.42	167.32	92.00
Sc	11.13	12.88	8.72	9.09	7.53	12.16	11.70	6.46	30.52	22.13
V	1.93	1.69	33.69	22.84	5.39	4.16	80.04	10.05	177.78	33.03
Cr	2.13	1.82	13.05	5.83	2.19	3.60	23.10	11.18	216.37	85.24
Co	1.86	1.28	7.67	6.12	2.23	1.67	10.63	5.06	5.12	9.05
Ni	1.37	1.17	54.77	5.86	7.35	2.92	7.71	2.91	32.81	13.30
Cu	0.96	1.78	31.34	4.86	23.11	13.18	8.06	4.26	15.70	7.41
Zn	18.64	19.13	73.13	34.13	62.10	17.46	57.68	32.70	12.54	32.59
Ga	16.43	18.51	14.82	16.29	17.19	16.54	16.81	18.05	18.97	16.79
Y	54.38	65.54	24.30	45.18	26.78	16.62	25.47	12.52	27.90	30.74
Nb	11.40	14.20	11.53	11.86	9.72	15.34	10.78	13.37	1.93	2.35
Ta	0.98	1.12	0.82	0.79	0.67	1.28	0.96	1.32	0.15	0.12
Zr	119.20	283.40	475.20	306.10	242.17	182.90	196.40	130.30	83.92	103.44
Hf	4.37	8.54	11.03	9.48	7.62	5.66	6.67	3.63	2.86	4.08
Mo	0.72	0.62	0.64	0.59	1.24	3.16	0.23	22.37	<0.10	<0.10
Sn	2.19	1.65	1.13	0.45	2.39	3.10	1.88	0.78	<0.10	<0.10
Tl	0.24	0.37	0.28	0.09	0.23	0.25	0.40	0.39	<0.10	<0.10
Pb	5.17	5.61	51.39	10.26	6.18	7.03	8.54	16.13	<4	6.87
U	18.15	17.48	4.85	5.83	19.42	15.29	1.91	1.77	0.14	0.21
Th	16.85	31.08	19.16	16.59	17.82	10.37	11.89	9.03	9.48	3.92

La	31.45	52.88	29.18	31.07	13.78	25.41	31.43	30.31	4.70	3.40
Ce	71.52	117.29	62.40	67.14	29.32	45.56	57.97	56.93	12.60	6.30
Pr	8.49	14.74	7.05	7.94	2.28	4.56	6.40	6.25	2.17	0.78
Nd	33.09	55.69	27.26	31.56	7.10	14.84	11.52	22.06	10.50	3.00
Sm	7.08	12.37	5.35	6.81	2.82	3.08	2.54	3.92	3.48	0.62
Eu	0.59	1.35	1.06	1.14	0.36	0.65	1.14	0.96	1.06	0.38
Gd	6.93	11.78	4.75	6.86	3.10	2.75	4.40	2.72	3.87	0.64
Tb	1.39	1.96	0.69	1.18	0.70	0.44	0.69	0.39	0.67	0.10
Dy	8.82	11.77	3.86	7.29	7.86	2.77	4.28	2.09	4.74	0.56
Ho	1.86	2.36	0.78	1.55	0.36	0.57	0.91	0.38	1.01	0.13
Er	5.65	6.72	2.31	4.59	4.70	1.62	2.42	1.04	3.08	0.48
Tm	0.74	1.01	0.38	0.73	1.48	0.25	0.39	0.15	0.46	0.08
Yb	5.49	6.42	2.46	4.57	2.56	1.51	2.63	1.00	3.04	0.66
Lu	0.81	0.94	0.41	0.69	0.34	0.23	0.39	0.15	0.48	0.13
Sum REE	183.91	297.28	147.94	173.12	76.76	104.24	127.07	128.36	51.86	17.26
ASI	1.14	1.08	0.90	0.97	1.26	1.17	0.97	0.98	0.75	0.92
Age	529	532	547	549	40	40	40	40	90	90
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	1.3522	1.2642	5.1520	4.9518	0.8768	2.7460	0.6330	0.6117		
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.7246	0.7198	0.7448	0.7458	0.7073	0.7102	0.7052	0.7042		
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.1424	0.1212	0.1525	0.1518	0.1336	0.1250	0.1256	0.1379		
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.5122	0.5120	0.5127	0.5126	0.5126	0.5124	0.5126	0.5127		
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	0.7144	0.7102	0.7046	0.7070	0.7068	0.7086	0.7049	0.7039		
εNd _t	-4.54	-6.95	3.68	2.49	-1	-4.26	0.11	0.55		
TDM	1.852	1.76	1.106	1.24	1.036	1.215	0.859	0.939		

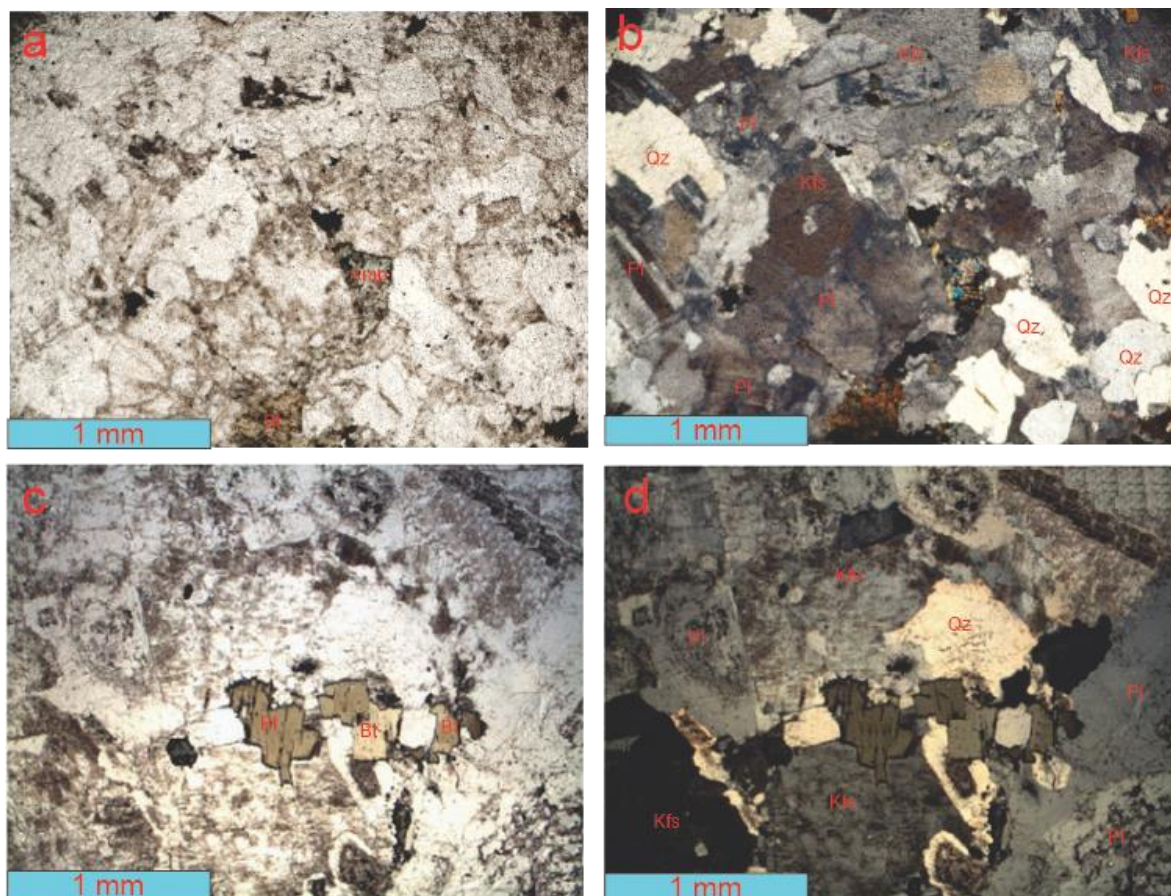
پetroگرافی نمونه‌های مورد مطالعه

منطقه کبودان

سنگ‌های گرانیتی نوع I فراوان‌ترین گرانیتوئیدهای منطقه کبودان هستند که ظاهری خاکستری رنگ دارند. توسعه گرانیتوئیدهای نوع S به نسبت کم‌تر بوده و به صورت رخنمون‌های کوچک با رنگ روشن دیده می‌شوند و یا به صورت دایک در سنگ‌های مافیک نفوذ می‌کنند. گرانیتوئیدهای این منطقه اغلب ساختار متراکم داشته و فاقد جهت یافتگی ترجیحی هستند ولی گاهی همراه با درز و شکاف فراوان و خردشدگی می‌باشند. گرانیتوئیدهای نوع I دارای انکلاوهای مافیک به نسبت فراوان هستند اما گرانیتوئیدهای نوع S فاقد انکلاو می‌باشند. براساس طبقه‌بندی مُدال کانی‌ها، گرانیتوئیدهای نوع I را می‌توان گرانودیوریت نامید و گرانیتوئیدهای نوع S در رده مونزوگرنیت جای می‌گیرند. پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی در انواع

گرانیتوئیدها می‌باشد که ۳۲ تا ۴۰ درصد حجم سنگ‌ها را شامل می‌شود. این کانی در گرانیتوئیدهای نوع I منطقه‌بندی پیچیده و دگرسانی ناچیز نشان می‌دهد ولی پلاژیوکلاز در نمونه‌های نوع S بدون منطقه‌بندی و همراه با کمی دگرسانی به سربسیت و کانی‌های رسی ظاهر می‌شود. کوارتز ۳۷-۲۲ درصد حجمی گرانیتوئیدهای کبودان را در برمی‌گیرد. این کانی به صورت بی‌شکل و در فضای بین دانه‌ای حضور دارد و اغلب خاموشی موحی نشان می‌دهد. یکی دیگر از کانی‌های اصلی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه آلکالی فلدسپار می‌باشد که ۱۹-۳۱ درصد حجم سنگ‌ها را شکل می‌دهد. این کانی نیز به شکل بین دانه‌ای در گرانیتوئیدها قرار گرفته و دگرسانی به کانی‌های رسی در آن مشهود است. در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه بیوتیت فراوان‌ترین کانی مافیک است که تمرکز آن در گرانیتوئیدهای نوع S (۱۰-۲۰ درصد حجمی) بیشتر از گرانیتوئیدهای نوع I (کمتر از ۱۰ درصد حجمی) می‌باشد (شکل ۳). آمفیبول در برخی گرانودیوریت‌های نوع

I قابل مشاهده است (شکل ۳- a و b). مهم‌ترین کانی‌های فرعی در انواع گرانیتوئیدها آپاتیت، زیرکن، تیتانیت و اکسیدهای Fe-Ti می‌باشند. علاوه بر سریسیت و کانی‌های رسی، کلسیت و تیتانیت ثانویه نیز در اثر دگرسانی در برخی نمونه‌ها مشاهده می‌شوند.



شکل ۳- a نمای کلی از بافت گرانیتوئیدهای منطقه کبودان. یک نمونه از گرانودیوریت نوع I در نور پلاریزه ساده (a) و در نور پلاریزه متقاطع (b). نمونه ای از گرانیت نوع S در نور پلاریزه ساده (c) و نور پلاریزه متقاطع (d). علائم اختصاری کانیها از ویتنی و اوانس (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است. Amp: آمفیبول، Bt: بیوتیت؛ Kfs: فلدسپار پتاسیم؛ Pl: پلاژیوکلاز.

Fig. 3. a) General view of the microscopic texture of granitoids in Kaboodan area. A sample of I-type granodiorite in PPL (a) and XPL (b). Mineral abbreviations are from Whitney and Evans (2010). Amp: amphibole; Bt: biotite; Kfs: K-feldspar; Pl: plagioclase.

آن‌ها می‌باشند. بافت این سنگ‌ها گرانولار و گرافیکی می‌باشد. کوارتز اغلب به صورت درشت‌بلورهای تأخیری بدون شکل در فضای بین بلورهای تیغه‌ای پلاژیوکلاز جای گرفته است. کانی‌های مافیک موجود در این سنگ‌ها شامل آمفیبول به صورت تیغه‌های ریز تا درشت به همراه کانی‌های کدر می‌باشد (شکل ۴- e و f). تجزیه پلاژیوکلاز به سریسیت در اغلب نمونه‌ها قابل مشاهده است. هم‌رشدی گرافیکی

پلاژیوگرانیت‌های منطقه سنگ سفید

به طور کلی ترکیب پلاژیوگرانیت‌ها در مجموعه افیولیتی سبزوار از دیوریت تا ترونجمیت و تونالیت تغییر می‌کند (Maleki, 2013; Moghadam et al., 2014). پلاژیوگرانیت‌های منطقه سنگ سفید ترکیب تونالیتی دارند که کوارتز و پلاژیوکلاز کانی‌های اصلی سازنده

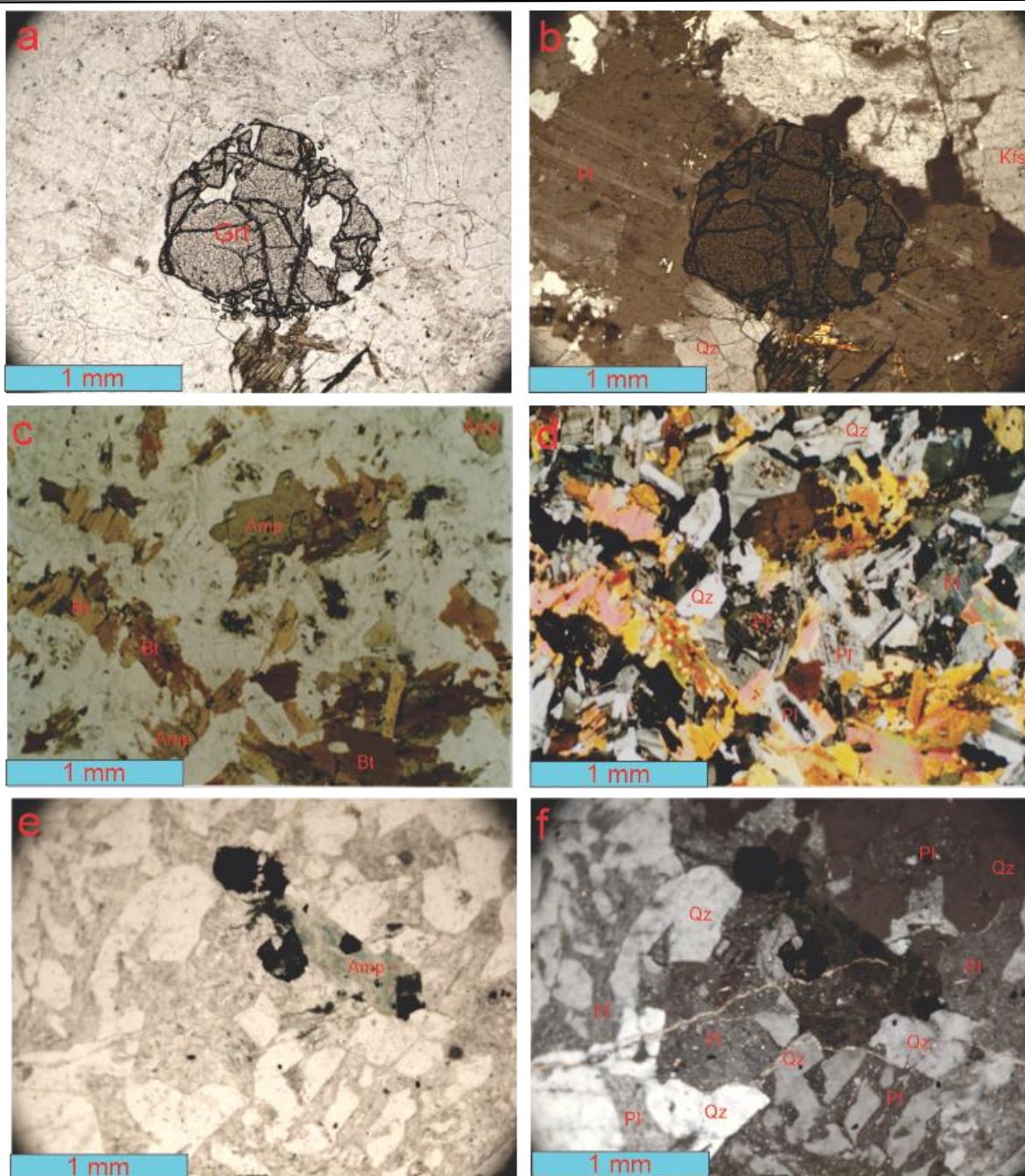
پلاژیوکلاز و کوارتز از ویژگی‌های بارز پلاژیوگرانیت‌های مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۴-۴ و f). یکی از ویژگی‌های بارز توانلایت‌ها منطقه‌بندی نرمال در پلاژیوکلازها (مرکز بلور کلسیک با درجه آلتراسیون بالا و حاشیه سدیک کمتر تجزیه شده) می‌باشد (Maleki, 2013) آپاتیت، زیرکن و تیتانیت کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند.

گرانیتوئیدهای بانه

همان‌طور که در بخش موقعیت زمین‌شناسی ذکر شد، سنگ‌های گرانیتی مجموعه نفوذی بانه بسیار متنوع بوده و شامل انواع گرانیت‌های دو میکا، بیوتیت گرانیت، گرانیت‌های آمفیبول‌دار و گرانیت‌های گارنت‌دار می‌باشند. از نظر ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی گرانیت‌های آمفیبول‌دار و بخش کمی از بیوتیت گرانیت‌ها در رده گرانیتوئیدهای نوع I قرار می‌گیرند (Mazhari, 2021). پلاژیوکلاز، کوارتز و آلکالی‌فلدسپار کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها می‌باشند. آمفیبول و بیوتیت اجزای مافیک این گرانیت‌ها هستند که تا ۳۰ درصد حجم سنگ را شامل می‌شوند (شکل ۴-۴ و b). از نظر حجم مدال کانی‌ها، گرانیتوئیدهای نوع I شامل مونزودیوریت، کوارتز مونزودیوریت، گرانودیوریت و مونزوگرانیت می‌شوند. آپاتیت، زیرکن، تیتانیت و مگنتیت کانی‌های فرعی هستند و کانی‌های ثانویه کلسیت، سریسیت، کانی‌های رسی و تیتانیت ثانویه در برخی نمونه‌ها در اثر دگرسانی ظاهر شده‌اند (Amini et al., 2005). دو نمونه انتخاب شده برای آنالیز عناصر کمیاب کوارتز در این پژوهش شامل یک گرانودیوریت (Ba95) و یک مونزوگرانیت (Ba37) می‌شوند.

گرانیت‌های دو میکا، بخش اعظم بیوتیت گرانیت‌ها و گرانیت‌های گارنت‌دار را می‌توان به عنوان گرانیتوئیدهای نوع S طبقه‌بندی کرد. در طبقه‌بندی مدال همه این سنگ‌ها در رده گرانیت (مونزوگرانیت و

سیینوگرانیت) قرار می‌گیرند. این گرانیت‌ها متوسط تا درشت‌دانه با بافت‌های گرافیکی و پرتیتی می‌باشند. آلکالی‌فلدسپار، پلاژیوکلاز سدیک و کوارتز کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده می‌باشند. علاوه بر بیوتیت که در تمام نمونه‌ها وجود دارد، مسکوویت در گرانیت‌های دو میکا و گارنت در گرانیت‌های گارنت‌دار به عنوان کانی اصلی ظاهر می‌شوند (شکل ۴-۴ و d). فلدسپار آلکالن فراوان‌ترین کانی است و غالباً به شکل ارتوکلازهای مستطیلی و یا میکروکلین مشاهده می‌شود. جهت یافتگی کانی‌ها در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود و درشت‌بلورهای آلکالی‌فلدسپار به صورت پوئی‌کلیتی، پلاژیوکلاز و بیوتیت را در برمی‌گیرند. فلدسپارهای آلکالن اغلب سالم هستند ولی در برخی مناطق ممکن است به کائولینیت و مسکوویت تجزیه شوند. پلاژیوکلاز ماکل پلی‌سنتیک نشان می‌دهد که گاه با حاشیه‌های دوباره متبلور شده مشخص می‌شود. منطقه‌بندی نرمال هم در برخی بلورهای پلاژیوکلاز قابل مشاهده است به طوری که مرکز بلور به کانی‌های ثانویه همچون اپیدوت، کانی‌های رسی و مسکوویت تجزیه شده ولی حاشیه‌ها دگرسان نشده است. کوارتز به صورت بی‌شکل بین دانه‌های فلدسپار آلکالن ظاهر شده و در برخی موارد بافت دندان‌دار نشان می‌دهد. خاموشی موحی نیز در بعضی بلورهای کوارتز مشاهده می‌شود. بیوتیت کانی مافیک اصلی است که بیشتر به صورت بلورهای با چندرنگی شدید قهوه‌ای-قرمز و ترکیب آنیتی حضور دارد (Mazhari, 2021). گارنت در دایک‌های گرانیت‌های گارنت‌دار کمتر از ۱۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد و ترکیب نزدیک به آلماندن دارد (Amini et al., 2005). ایلمنیت، زیرکن و آپاتیت کانی‌های فرعی گرانیتوئیدهای نوع S در مجموعه نفوذی بانه می‌باشند. برای این پژوهش یک نمونه از گرانیت‌گارنت‌دار (Ba23) و یک نمونه بیوتیت گرانیت (Ba19) برای تجزیه و بررسی عناصر کمیاب کوارتز مورد مطالعه قرار گرفتند.



شكل ۴- خصوصيات بافتي گرانيت نوع S از مجموعه نفوذی بانه در نور پلاریزه ساده (a) و نور پلاریزه متقاطع (b). یک نمونه از گرانودیوریت نوع I از همین مجموعه در نور پلاریزه ساده (c) و پلاریزه متقاطع (d). نمایی از بافت یک پلاژیوگرانیت در مجموعه افیولیتی شمال سبزوار با هم رشدی گرافیکی کوارتز و پلاژیوکلاز در نور پلاریزه ساده (e) و متقاطع (f). Amp: آمفیبول، Bt: بیوتیت، Grt: گارنت، Kfs: فلدسپار پتاسیم، Pl: پلاژیوکلاز.

Fig. 4. a) Textural characteristics of a S-type granite from the Baneh intrusive complex in PPL (a) and XPL (b). An I-type granodiorite sample from this complex in PPL (c) and XPL (d). A textural view of a plagiogranite from ophiolitic complex in north of Sabzevar in PPL (e) and XPL (f). Amp: amphibole; Bt: biotite; Grt: garnet; Kfs: K-feldspar; Pl: plagioclase.

نتايج

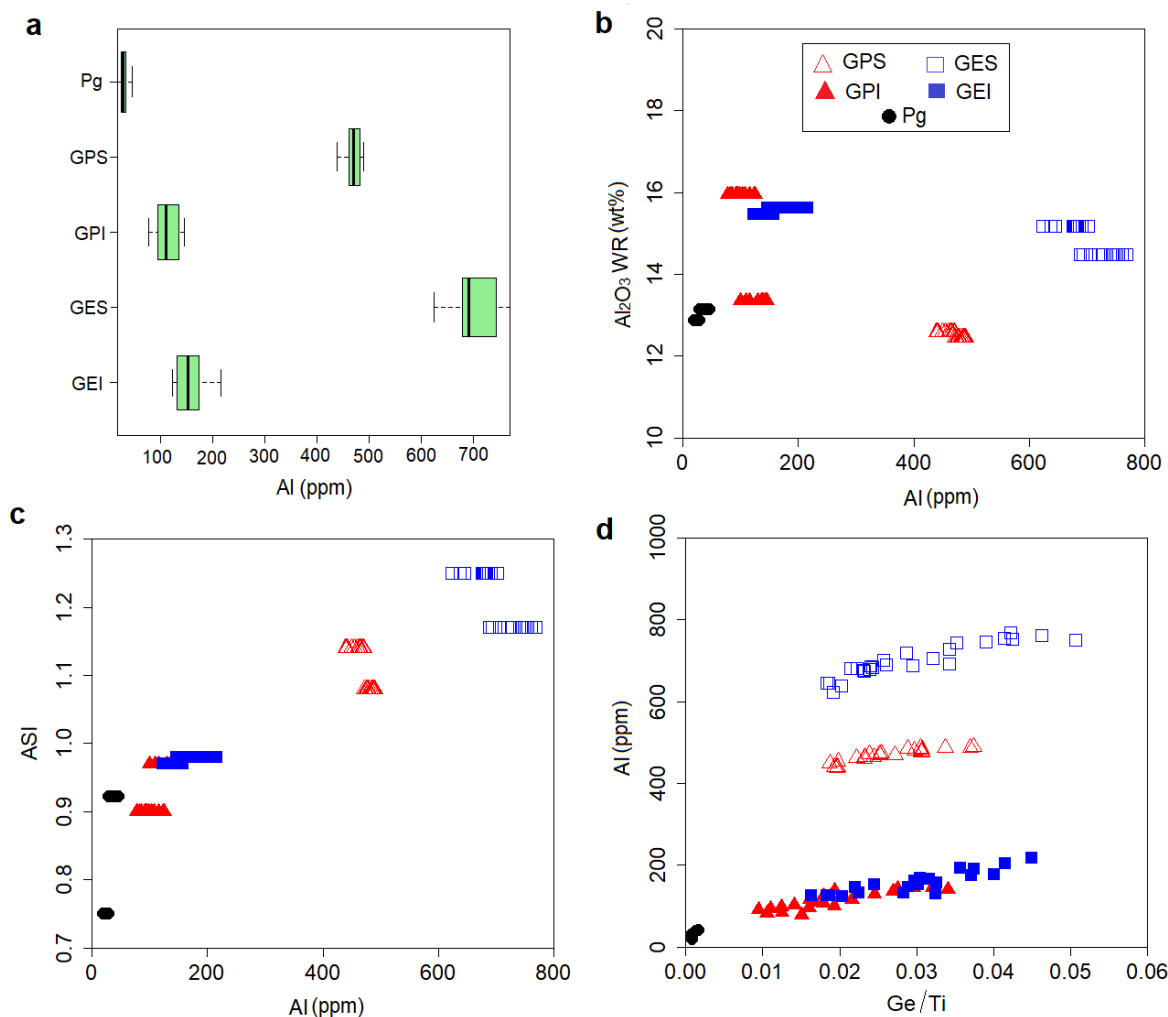
ترکيب عناصر کيمياي در بلورهاي کوارتز

مطالعات مختلف نشان داده که دو مکانيسم اصلي حضور عناصر خاص را در شبکه کوارتز کنترل مي کنند (Sun et al., 2021): (۱) شرکت در شبکه بلور با جانشيني ايزومورف Si^{4+} (براي کاتيون هايي همچون Ge^{4+} , Ti^{4+}) و (۲) شرکت در فضاهاي بين شبکه کوارتز بر اساس ايجاد توازن باري (همچون H^+ , K^+ , Al^{3+} , Li^+). بنا بر اين، عناصر چهار ظرفيتي مي توانند وارد شبکه Si^{4+} در تتراهدر Si-O شوند، در حالي که عناصر سه ظرفيتي براي ايجاد توازن باري بايد به همراه ساير کاتيونها وارد شبکه Si^{4+} شوند (Götze et al., 2009). با اين حال برخي عناصر از طريق جانشيني ايزومورفي و ايجاد توازن باري وارد شبکه کوارتز نمي شوند بلکه ورود آنها به کوارتز متأثر از شرايط فيزيکوشيميايي رشد کوارتز مثل ترکيب شيميايي سيال، دما، فشار و سرعت رشد کوارتز مي باشد (Jacamon and Larsen, 2009; Thomas et al., 2010; Müller et al., 2018). يکي ديگر از فرايندهاي آشکارسازي عناصر در بلورهاي کوارتز بواسطه ورود آنها از طريق سيالات در گير يا ادخال هاي بسيار ريز موجود در آن مي باشد (Götze et al., 2021).

نتايج آناليز عناصر کيمياي در بلورهاي کوارتز نمونه هاي مورد مطالعه در جدول ۲ ارائه شده است. در آناليز همزمان عناصر مختلف، غلظت ۱۴ عنصر Al, Ti, Fe, Mn, Na, K, P, Li, Rb, Be, Sr, Ga, Ge و Sn بالاتر از حد تشخيص دستگاه بدست آمد. در اين بخش جزئيات تفاوت هاي ترکيبی هر عنصر در نمونه هاي گرانيتويدی مورد مطالعه بررسی مي شود.

آلومينيوم (Al)

آلومينيوم فراوان ترين عنصر در بلورهاي کوارتز مورد مطالعه است که بازه ترکيبی وسيع ppm ۷۶۹/۳۵ - ۱۸/۱۲ را نشان مي دهد (جدول ۲). تفاوت ميزان Al در انواع مختلف گرانيتويدها بسيار چشمگير است. گرانيتويدهاي نوع S مجموعه نفوذی بانه با ميانگين ppm ۷۰۰/۸۴ داراي بيشترين تمرکز Al هستند و پس از آن به ترتيب گرانيتويدهاي نوع S منطقه کبودان (ميانگين ppm ۴۶۸/۹۰)، گرانيتويدهاي نوع I بانه (ميانگين ppm ۱۵۷/۲۱)، گرانيتويدهاي نوع I کبودان (ميانگين ppm ۱۱۳/۳۸) و پلاژيوگرانيت هاي سبزوار (ميانگين ppm ۲۹/۸۷) قرار مي گيرند (شکل ۵-ا). بررسی ميزان Al در کوارتز و سنگ ميزبان نشان مي دهد که ارتباط معنی داری بين اين دو وجود ندارد (شکل ۵-ب)، اما در سوی ديگر بين ضريب اشباع آلومينيوم سنگ کل (ASI) يعني نسبت مولار Al به مجموع Na, Ca و K) و Al موجود در بلورهاي کوارتز رابطه مستقيم وجود دارد (شکل ۵-ج). نسبت Ge/Ti در کوارتز به عنوان يک شاخص بارزش تفریق ماگمای گرانيتی که کوارتز از آن متبلور شده، در نظر گرفته مي شود (به عنوان مثال Breiter et al., 2020). استفاده از روند تغييرات Ge/Ti در کوارتز مي تواند مثل بررسی روند نسبت هاي شاخص سنگ-کل همچون K/Rb, Rb/Sr يا Zr/Hf در مطالعه تفریق ماگمایی مفيد باشد (به عنوان مثال Jacamon and Larsen, 2009). در اين پژوهش نيز از اين نسبت در نمودارهاي دوتایی برای مقايسه تمرکز عناصر کيمياي کوارتز در نمونه هاي انواع گرانيتويدها و نيز تغييرات آنها در طی تحولات ماگمایی استفاده شده است (شکل ۶). ميزان آلومينيوم در کوارتزهاي مورد مطالعه با افزايش Ge/Ti افزايش مي يابد (شکل ۵-د).



شکل ۵- (a) مقایسه میزان فراوانی Al کوارتز در انواع گرانیتوئیدهای مورد مطالعه. نمودار دوتایی میزان Al در کوارتز با میزان Al₂O₃ (b) و ضریب اشباع آلومینیم (ASI) (c) در سنگ کل. (d) ارتباط میزان Al در بلورهای کوارتز با ضریب تفریق Ge/Ti. GPS: گرانیتوئیدهای نوع S در منطقه کبودان؛ GPI: گرانیتوئیدهای نوع I در منطقه کبودان؛ GES: گرانیتوئیدهای نوع S در منطقه بانه؛ GEI: گرانیتوئیدهای نوع I در مجموعه نفوذی بانه؛ Pg: پلاژیوگرانیت‌های سبزوار.

Fig. 5. a) The comparison of Al abundance in different types of the studied granitoids. Binary diagrams of Al in quartz vs. whole-rock Al₂O₃ (b) and ASI (c). d) The relationship of quartz Al content and Ge/Ti differentiation partitioning. GPS: Kaboodan S-type granitoids; GPI: Kaboodan I-type granitoids; GES: Baneh S-type granitoids; GEI: Baneh I-type granitoids; Pg: Sabzevar plagiogranites.

کمترین مقادیر Ti را دارند ولی با افزایش Ge/Ti، غلظت Ti کوارتز در انواع گرانیتوئیدهای مورد مطالعه کاهش می‌یابد (شکل ۶-۵). بین میزان Ti در سنگ میزبان و بلورهای کوارتز رابطه خاصی وجود ندارد (جدول ۲). ورود Ti به شبکه کوارتز علاوه بر ترکیب ماگما به شرایط فیزیکوشیمیایی (دما و فشار) هم حساس است (Thomas et al.,

تیتانیوم (Ti)

بعد از آلومینیم، Ti بیشترین فراوانی را در کوارتزهای مورد مطالعه نشان می‌دهد (جدول ۲). میزان این عنصر از ۴۴/۶ ppm تا ۱۸۲/۷۱ ppm در بلورهای مختلف تغییر می‌کند. همانند Al، میزان Ti در گرانیتوئیدهای نوع S بالاتر از نوع I می‌باشد و پلاژیوگرانیت‌ها

2010). افرون بر جانشینی Si^{4+} در شبکه، تیتانیوم از طریق سیالات درگیر و یا ادخال‌های ریز موجود در کوارتز نیز می‌تواند حضور داشته باشد (Götze et al., 2021). بنابراین، عوامل مؤثر بر ترکیب Ti در کوارتز پیچیدگی بیشتری دارد که در بخش‌های بعدی مورد بحث قرار خواهد گرفت.

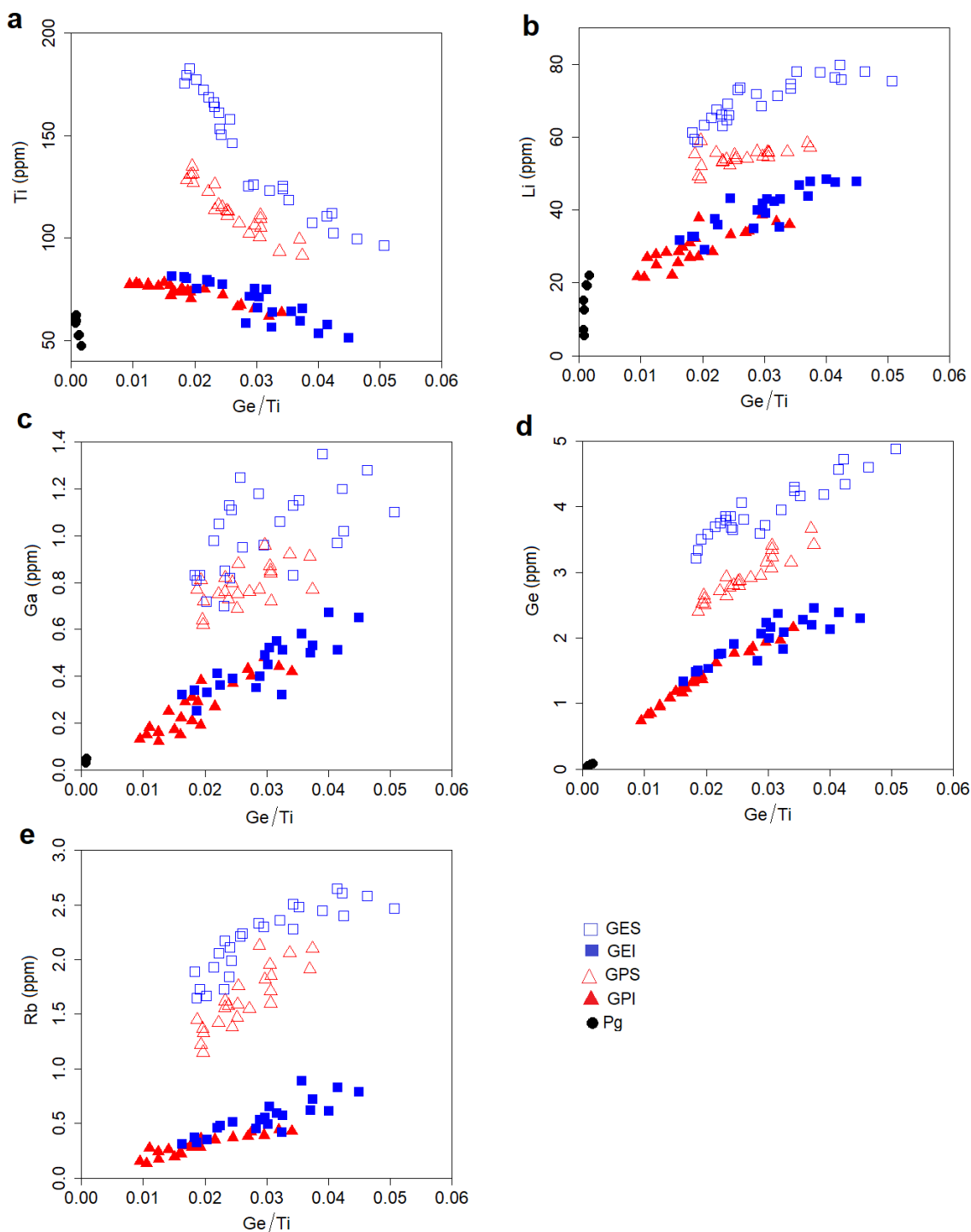
لیتیوم (Li)

غلظت Li کوارتز در نمونه‌های مورد مطالعه از ۴/۵۳ ppm تا ۷۹/۸۵ تغییر می‌کند (جدول ۲). کمترین مقادیر Li کوارتز در پلاژیوگرانیت‌ها (میانگین ۱۳/۲۴ ppm) است در حالی که کوارتزهای گرانیتوئیدهای نوع S در بانه (میانگین ۷۰/۱۳ ppm) و کبودان (میانگین ۵۴/۵۵ ppm) بالاترین مقادیر Li را دارند. میزان لیتیوم در کوارتزهای گرانیتوئیدهای نوع I (میانگین ۴۰/۱۲ ppm) در بانه و میانگین ۲۹/۶۸ ppm در کبودان) حدواسط این دو گروه می‌باشد.

مقادیر Li با افزایش ضریب تفریق (Ge/Ti) افزایش می‌یابد (شکل ۶- b). بین میزان Li در سنگ کل و کوارتز در نمونه‌های مورد مطالعه ارتباط معنی‌داری وجود ندارد (جداول ۱ و ۲).

گالیم (Ga)، ژرمانیم (Ge) و روبیدیم (Rb)

گالیم و ژرمانیم از نظر شیمیایی به ترتیب با Al و Si شباهت دارند. در نمونه‌های مورد مطالعه گرانیتوئیدهای نوع S بالاترین مقادیر این دو عنصر را در بلورهای کوارتز خود دارا هستند و بعد از آن گرانیتوئیدهای نوع I قرار می‌گیرند (جدول ۲). کوارتزهای پلاژیوگرانیت‌ها نیز کمترین مقادیر از این عناصر را در خود جای داده‌اند (شکل ۶- c و d). با افزایش Ge/Ti مقادیر Ga و Ge نیز افزایش می‌یابد. رفتار Rb در بلورهای کوارتز مورد مطالعه شبیه به Ga و Ge می‌باشد، با این تفاوت که میزان Rb در پلاژیوگرانیت‌ها پایین‌تر از حد تشخیص دستگاه است (شکل ۶- e).



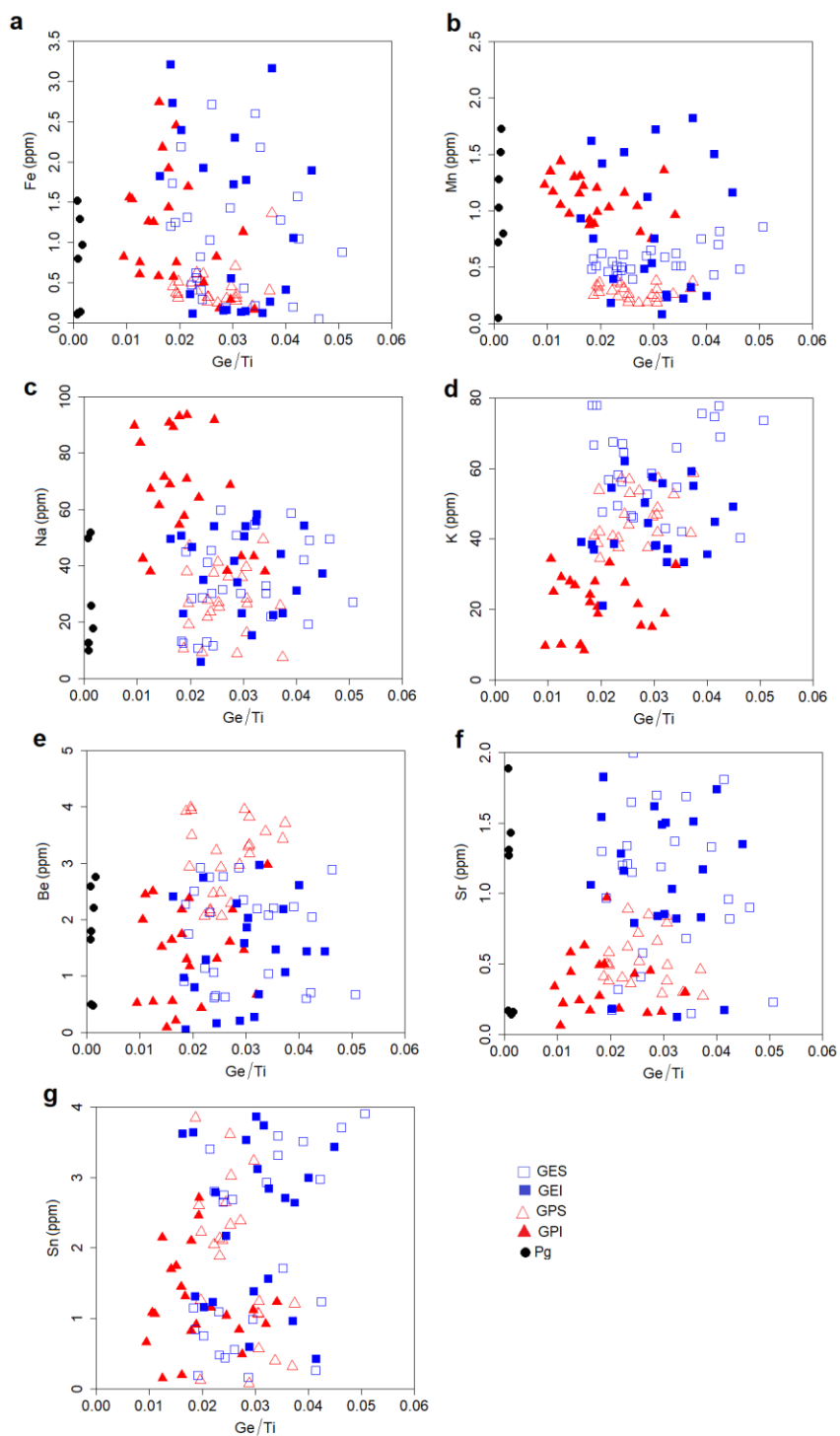
شکل ۶- نمودارهای دوتایی Ge/Ti در برابر عناصر کمیاب موجود در بلورهای کوارتز. در این شکل عناصری که توزیع منظم دارند نشان داده شده‌اند.

Fig. 6. Binary diagrams of Ge/Ti versus trace elements present in quartz crystals. In this figure, elements with regular distribution are indicated.

سایر عناصر کمیاب

هرچند کوارتز در گرانیتوئیدهای نوع S به طور میانگین آهن (Fe) و منگنز (Mn) کمتری نسبت به سایر گرانیتوئیدها دارد (جدول ۲)، تغییرات این عناصر در بلورهای کوارتز انواع گرانیتوئیدهای مورد مطالعه نامنظم است (شکل ۷-a و b). تغییرات مقدار قلع (Sn) نیز همانند دو فلز دیگر است با این تفاوت که میزان Sn در پلاژیوگرانیت کم تر از حد تشخیص دستگاه می باشد (شکل ۷-g). میزان استرانسیم (Sr)، فسفر (P) و Be (برلیم) در بلورهای کوارتز گرانیتوئیدهای مورد مطالعه توزیع پراکنده دارد (جدول ۲) و

ارتباط خاصی با نوع گرانیتوئید، ترکیب سنگ کل و Ge/Ti کوارتز نشان نمی دهد (شکل ۷-e و f). میانگین مقادیر اندازه گیری شده سدیم (Na) در کوارتزهای گرانیتوئیدهای نوع I به نسبت فراوان تر از انواع S می باشد، درحالی که بلورهای کوارتز گرانیتوئیدهای نوع S به نسبت غنی تر از پتاسیم (K) می باشند (جدول ۲). البته توزیع این دو عنصر در بلورهای کوارتز از روند معینی تبعیت نمی کند و با Ge/Ti نیز رابطه معنی داری ندارد (شکل ۷-c و d). میزان K در کوارتزهای پلاژیوگرانیت کم تر از حد تشخیص دستگاه بود.



شکل ۷- نمودارهای دوتایی Ge/Ti در مقابل عناصر کمیابی که توزیع نامنظم در بلورهای کوارتز دارند. علائم همانند شکل ۵ هستند.

Fig. 7. Binary diagrams of Ge/Ti versus trace elements exhibiting irregular distribution in quartz crystals. Symbols are similar to Fig. 5.

جدول ۲- نتايج آناليز عناصر کيمياي کوارتز (ppm) در نمونه سنگ‌هاي مورد مطالعه. : گرانيتويدهاي نوع S در منطقه کبودان؛ GPI: گرانيتويدهاي نوع I در منطقه کبودان؛ GES: گرانيتويدهاي نوع S در مجموعه نفوذي بانه؛ GEI: گرانيتويدهاي نوع I در مجموعه نفوذي بانه؛ Pg: پلازيوگرانيت‌هاي سبزوار؛ b.d: کمتر از حد تشخيص دستگاہ؛ T1: محاسبه دما با فرمول (۱) و T2: محاسبه دما با فرمول (۴) که در متن اشاره شده است.

Table 2. The results of analysis of quartz trace elements in the studied samples. GPS: Kaboodan S-type granitoids; GPI: Kaboodan I-type granitoids; GES: Baneh S-type granitoids; GEI: Baneh I-type granitoids; Pg: Sabzevar plagiogranites; b. d.: below the detection limit. T1 and T2 are calculated temperatures based on (1) and (4) equations, respectively.

Sample No.	ID	Al	Ti	Fe	Mn	Na	K	P	Li	Rb
Ka39-1	GPS	439.21	135.02	0.36	0.32	26.73	53.95	31.20	48.49	1.37
Ka39-2	GPS	470.09	107.36	0.25	0.18	36.12	53.74	39.42	54.13	1.55
Ka39-3	GPS	439.73	131.39	0.31	0.28	19.23	42.00	8.14	59.08	1.15
Ka39-4	GPS	465.06	113.55	0.40	0.24	27.94	37.57	18.12	53.45	1.62
Ka39-5	GPS	464.31	115.10	0.61	0.31	37.53	47.07	30.32	52.36	1.38
Ka39-6	GPS	441.20	130.75	0.37	0.34	37.99	38.74	16.45	49.25	1.22
Ka39-7	GPS	449.35	128.34	0.45	0.25	10.66	40.90	36.01	55.34	1.45
Ka39-8	GPS	470.80	116.31	0.51	0.35	23.64	57.23	37.60	53.96	1.58
Ka39-9	GPS	454.19	126.92	0.51	0.36	47.20	34.53	21.88	52.19	1.33
Ka39-10	GPS	468.92	110.73	0.32	0.26	26.98	56.97	31.80	53.71	1.59
Ka39-11	GPS	459.75	126.13	0.62	0.37	21.79	40.28	22.23	53.18	1.56
Ka39-12	GPS	462.33	122.51	0.50	0.29	9.36	40.75	23.81	55.73	1.42
Ka18-1	GPS	486.84	99.26	0.40	0.31	25.80	41.72	25.28	58.45	1.91
Ka18-2	GPS	481.49	106.31	0.45	0.25	35.93	46.30	4.06	54.69	1.82
Ka18-3	GPS	471.46	113.40	0.26	0.19	41.28	43.97	32.71	55.16	1.47
Ka18-4	GPS	488.10	93.42	0.21	0.26	49.47	52.59	18.15	56.03	2.06
Ka18-5	GPS	484.19	102.37	0.30	0.19	8.80	37.57	35.75	56.06	2.13
Ka18-6	GPS	474.50	112.93	0.32	0.22	25.44	52.94	32.55	54.29	1.76
Ka18-7	GPS	476.73	111.25	0.27	0.30	16.24	48.80	11.63	54.47	1.60
Ka18-8	GPS	486.35	100.57	0.70	0.38	39.56	46.82	25.86	55.93	1.95
Ka18-9	GPS	478.29	109.34	0.31	0.23	28.43	41.85	14.45	55.70	1.71
Ka18-10	GPS	481.96	105.21	0.35	0.18	26.61	57.23	6.80	55.82	1.85
Ka18-11	GPS	489.93	91.50	1.36	0.37	7.48	58.77	13.98	57.19	2.10
Ka6-1	GPI	82.39	77.92	1.56	1.35	83.69	34.34	31.77	21.52	0.13
Ka6-2	GPI	125.39	73.70	1.92	0.87	54.47	22.04	13.95	30.88	0.28
Ka6-3	GPI	84.73	77.63	0.75	1.44	67.42	29.11	38.80	24.98	0.17
Ka6-4	GPI	102.34	76.54	1.26	0.97	61.52	27.98	14.00	28.39	0.26
Ka6-5	GPI	91.56	77.31	0.82	1.23	89.84	9.67	17.07	21.70	0.15
Ka6-6	GPI	98.16	76.39	0.60	1.05	37.89	9.93	28.71	27.77	0.24
Ka6-7	GPI	92.70	77.24	1.53	1.17	42.57	24.95	10.36	26.96	0.27
Ka6-8	GPI	77.24	78.26	1.25	1.30	71.52	26.80	24.78	22.07	0.19
Ka6-9	GPI	123.71	74.36	0.57	0.88	57.80	27.95	10.20	32.19	0.31
Ka6-10	GPI	94.65	76.83	0.58	1.15	90.79	9.80	34.75	25.43	0.23
Ka6-11	GPI	106.75	75.31	1.43	0.92	93.08	24.08	11.14	27.03	0.32
Ka6-12	GPI	115.60	75.02	1.69	1.03	64.12	33.30	16.50	28.57	0.35
Ka33-1	GPI	99.63	73.52	2.45	1.20	70.86	20.65	24.28	27.16	0.28
Ka33-2	GPI	145.06	61.63	1.13	1.36	43.32	18.68	12.74	36.80	0.44
Ka33-3	GPI	115.04	71.93	2.74	1.31	68.96	10.03	32.13	28.46	0.22
Ka33-4	GPI	144.16	65.20	0.29	0.75	43.35	15.02	38.40	38.59	0.39
Ka33-5	GPI	129.30	72.16	0.50	1.16	91.88	27.54	13.05	33.11	0.37
Ka33-6	GPI	143.29	67.28	0.18	0.81	68.75	15.37	5.73	34.14	0.42
Ka33-7	GPI	135.80	66.39	0.82	1.04	38.26	21.40	20.14	33.72	0.38
Ka33-8	GPI	108.19	73.41	2.18	1.22	89.33	8.42	22.54	29.85	0.29
Ka33-9	GPI	137.95	70.18	0.75	0.99	93.45	18.71	39.66	37.73	0.36
Ka33-10	GPI	140.72	63.41	0.16	0.96	38.06	32.63	21.81	36.01	0.43
Ba23-1	GES	675.39	164.15	0.56	0.42	41.27	58.31	9.69	63.12	2.17
Ba23-2	GES	623.72	182.71	1.25	0.51	45.10	78.03	34.92	58.76	1.73

Ba23-3	GES	686.80	153.45	0.41	0.50	30.17	66.98	27.03	69.16	2.11
Ba23-4	GES	645.19	179.30	1.73	0.57	12.51	66.75	7.83	59.47	1.65
Ba23-5	GES	681.55	168.80	0.47	0.55	28.59	67.54	8.89	67.64	2.06
Ba23-6	GES	677.34	166.37	0.62	0.51	13.05	49.41	29.96	66.25	1.73
Ba23-7	GES	690.52	146.31	2.71	0.39	31.62	46.13	26.91	73.55	2.24
Ba23-8	GES	638.02	177.23	2.19	0.62	28.41	47.69	15.67	63.24	1.67
Ba23-9	GES	645.93	175.41	1.20	0.48	13.34	77.94	19.82	61.29	1.89
Ba23-10	GES	702.16	158.06	1.03	0.48	59.94	46.59	19.66	73.07	2.21
Ba23-11	GES	680.65	172.36	1.31	0.46	10.68	56.78	9.94	65.30	1.93
Ba23-12	GES	678.10	161.12	0.82	0.47	45.59	56.36	31.98	64.70	1.84
Ba23-13	GES	682.53	150.29	0.29	0.61	11.76	64.53	32.60	66.05	1.99
Ba19-1	GES	755.20	110.51	0.20	0.43	42.06	74.81	4.31	76.38	2.65
Ba19-2	GES	688.30	126.10	1.43	0.65	30.31	58.65	13.41	68.64	2.30
Ba19-3	GES	751.46	96.37	0.88	0.86	27.16	73.66	26.98	75.42	2.47
Ba19-4	GES	692.13	125.40	2.60	0.51	30.35	65.97	13.28	73.40	2.28
Ba19-5	GES	769.35	112.02	1.57	0.70	19.32	77.88	36.77	79.78	2.61
Ba19-6	GES	745.36	107.35	1.28	0.75	58.69	75.65	36.83	77.77	2.45
Ba19-7	GES	705.19	123.21	0.43	0.59	54.76	43.07	16.26	71.39	2.36
Ba19-8	GES	753.92	102.55	1.04	0.82	49.07	69.06	15.52	75.90	2.40
Ba19-9	GES	727.43	123.94	0.21	0.62	32.94	54.62	27.87	74.70	2.51
Ba19-10	GES	761.37	99.60	0.05	0.48	49.54	40.33	17.46	78.14	2.58
Ba19-11	GES	719.39	125.37	0.19	0.60	50.97	52.67	9.62	71.90	2.33
Ba19-12	GES	743.94	118.43	2.18	0.51	22.07	42.09	35.32	78.13	2.48
Ba95-1	GEI	146.92	71.39	0.16	1.12	34.13	44.53	16.76	39.95	0.53
Ba95-2	GEI	123.11	75.30	2.39	1.42	46.57	20.98	34.73	29.04	0.35
Ba95-3	GEI	133.41	58.22	0.15	0.48	41.64	50.13	38.76	34.93	0.45
Ba95-4	GEI	125.36	81.42	1.82	0.93	49.53	39.11	16.73	31.70	0.31
Ba95-5	GEI	125.91	80.33	2.73	0.75	22.98	36.90	34.15	32.66	0.32
Ba95-6	GEI	156.90	63.77	1.77	0.23	58.36	37.11	13.65	42.92	0.57
Ba95-7	GEI	126.40	80.74	3.21	1.62	50.59	38.34	15.80	32.73	0.37
Ba95-8	GEI	129.00	56.34	0.14	0.25	55.74	33.30	18.32	35.31	0.42
Ba95-9	GEI	151.37	65.90	1.72	0.75	50.48	37.94	16.83	39.21	0.49
Ba95-10	GEI	132.18	78.35	0.11	0.39	34.95	38.60	21.46	35.95	0.48
Ba37-1	GEI	145.39	79.31	0.35	0.18	5.91	54.50	17.67	37.50	0.46
Ba37-2	GEI	216.42	51.20	1.89	1.16	37.25	49.18	22.66	47.79	0.79
Ba37-3	GEI	153.16	77.35	1.92	1.52	53.91	62.04	16.12	43.21	0.51
Ba37-4	GEI	189.57	65.48	3.16	1.82	23.09	55.11	30.30	47.75	0.72
Ba37-5	GEI	162.43	75.05	0.55	0.53	23.13	57.58	4.95	41.74	0.55
Ba37-6	GEI	165.25	74.91	0.13	0.08	15.33	55.82	28.09	42.43	0.59
Ba37-7	GEI	204.53	57.62	1.05	1.50	54.13	44.87	4.05	47.66	0.83
Ba37-8	GEI	169.03	71.03	2.30	1.72	53.95	38.21	13.51	42.97	0.65
Ba37-9	GEI	193.26	63.92	0.12	0.22	22.51	33.32	7.64	46.74	0.89
Ba37-10	GEI	174.41	59.37	0.26	0.32	44.15	59.21	17.86	43.81	0.62
Ba37-11	GEI	177.31	53.20	0.41	0.24	31.13	35.59	27.23	48.49	0.61
Ss134-1	Pg	26.57	60.84	0.54	2.41	44.11	b.d.	33.76	11.09	b.d.
Ss134-2	Pg	18.12	64.52	2.76	0.20	50.58	b.d.	24.02	4.74	b.d.
Ss134-3	Pg	26.22	61.04	1.80	0.07	7.74	b.d.	14.28	10.29	b.d.
Ss134-4	Pg	18.60	62.98	2.38	1.21	51.37	b.d.	13.57	4.53	b.d.
Ss134-5	Pg	28.83	58.00	0.21	0.85	34.92	b.d.	29.15	12.11	b.d.
Ss134-6	Pg	20.16	62.60	0.80	1.03	9.99	b.d.	35.89	5.54	b.d.
Ss134-7	Pg	24.45	61.82	0.99	0.52	11.59	b.d.	35.85	5.78	b.d.
Ss134-8	Pg	22.35	62.17	1.56	0.34	17.40	b.d.	20.97	5.05	b.d.
Ss134-9	Pg	25.39	60.17	0.11	0.05	12.58	b.d.	8.29	7.18	b.d.
Ss134-10	Pg	23.11	62.43	0.96	0.36	18.00	b.d.	13.98	6.14	b.d.
Ss134-11	Pg	28.64	59.44	0.12	1.28	12.69	b.d.	35.67	12.52	b.d.
Ss134-12	Pg	24.73	58.19	0.73	2.16	25.27	b.d.	38.47	10.63	b.d.

Ss48-1	Pg	30.37	54.06	2.86	2.42	58.85	b.d.	19.11	16.15	b.d.
Ss48-2	Pg	30.71	54.28	1.94	2.30	16.26	b.d.	39.71	17.45	b.d.
Ss48-3	Pg	33.08	53.91	1.71	0.05	15.36	b.d.	14.20	17.08	b.d.
Ss48-4	Pg	33.39	53.06	2.82	0.08	37.08	b.d.	4.27	16.42	b.d.
Ss48-5	Pg	28.92	60.53	2.44	0.63	56.35	b.d.	7.62	13.78	b.d.
Ss48-6	Pg	36.10	52.40	1.29	1.52	51.82	b.d.	10.26	19.49	b.d.
Ss48-7	Pg	45.19	46.15	1.24	0.94	52.58	b.d.	14.74	20.73	b.d.
Ss48-8	Pg	39.13	52.70	0.14	1.73	25.87	b.d.	5.52	19.26	b.d.
Ss48-9	Pg	40.16	50.11	1.56	0.56	53.93	b.d.	34.55	19.41	b.d.
Ss48-10	Pg	29.34	57.36	2.36	0.24	31.67	b.d.	8.32	12.83	b.d.
Ss48-11	Pg	41.35	47.35	0.97	0.80	17.87	b.d.	28.61	22.13	b.d.
Ss48-12	Pg	29.55	58.35	1.52	0.72	49.80	b.d.	38.41	15.27	b.d.
Ss48-13	Pg	42.27	44.60	1.89	1.92	11.88	b.d.	9.32	21.72	b.d.
Ss48-14	Pg	29.96	56.49	1.38	0.31	48.13	b.d.	35.42	16.93	b.d.

ادامه جدول ۲-

Sample No.	ID	Be	Sr	Ga	Ge	Sn	Sum	T1 (°C)	T2 (°C)	P(kbar)
Ka39-1	GPS	3.99	0.38	0.64	2.65	0.12	744.43	784.70	775.46	6.91
Ka39-2	GPS	2.29	0.85	0.76	2.92	2.39	772.05	755.93	745.62	5.31
Ka39-3	GPS	3.95	0.58	0.62	2.59	1.26	710.31	781.20	771.57	6.70
Ka39-4	GPS	2.14	0.89	0.82	2.64	1.89	726.33	762.82	752.34	5.66
Ka39-5	GPS	3.23	b.d.	0.80	2.81	2.65	758.48	764.50	754.02	5.75
Ka39-6	GPS	2.94	0.50	0.81	2.53	2.60	725.69	780.57	770.88	6.66
Ka39-7	GPS	3.93	0.41	0.77	2.40	3.85	734.11	778.20	768.29	6.52
Ka39-8	GPS	2.47	0.36	0.73	2.77	2.11	770.42	765.80	755.33	5.82
Ka39-9	GPS	3.50	0.49	0.72	2.51	2.23	748.56	776.78	766.77	6.44
Ka39-10	GPS	2.93	b.d.	0.75	2.80	2.33	760.09	759.71	749.28	5.50
Ka39-11	GPS	2.18	0.62	0.76	2.93	2.14	734.54	775.99	765.92	6.39
Ka39-12	GPS	2.07	0.40	0.75	2.72	2.05	724.69	772.30	762.02	6.18
Ka18-1	GPS	3.44	0.46	0.91	3.67	0.32	748.77	746.43	736.76	4.84
Ka18-2	GPS	3.96	0.29	0.96	3.16	3.24	742.91	754.73	744.47	5.24
Ka18-3	GPS	2.48	0.72	0.69	2.86	3.62	770.27	762.65	752.18	5.65
Ka18-4	GPS	3.57	0.30	0.92	3.15	0.40	768.63	739.22	730.33	4.50
Ka18-5	GPS	2.98	0.66	0.77	2.95	0.08	734.80	750.15	740.17	5.02
Ka18-6	GPS	2.07	0.52	0.88	2.87	3.03	764.32	762.14	751.67	5.63
Ka18-7	GPS	3.83	0.79	0.85	3.41	0.57	730.74	760.29	749.85	5.53
Ka18-8	GPS	3.30	0.84	0.87	3.07	1.07	767.27	748.01	738.20	4.91
Ka18-9	GPS	3.33	0.38	0.84	3.35	1.06	739.27	758.16	747.77	5.42
Ka18-10	GPS	3.18	0.49	0.72	3.23	1.24	744.87	753.46	743.27	5.18
Ka18-11	GPS	3.72	0.27	0.77	3.42	1.21	732.07	736.77	728.21	4.39
Ka6-1	GPI	2.00	0.06	0.15	0.82	1.08	338.78	718.22	712.98	3.62
Ka6-2	GPI	1.74	0.27	0.31	1.32	2.10	329.24	711.95	708.15	3.38
Ka6-3	GPI	0.54	0.44	0.12	0.97	0.15	327.25	717.80	712.65	3.60
Ka6-4	GPI	1.52	0.24	0.25	1.08	1.70	318.05	716.20	711.40	3.54
Ka6-5	GPI	0.52	0.34	0.13	0.73	0.66	311.73	717.33	712.28	3.58
Ka6-6	GPI	2.50	0.58	0.16	0.95	2.15	287.08	715.98	711.23	3.53
Ka6-7	GPI	2.45	0.22	0.18	0.85	1.06	282.51	717.23	712.20	3.58
Ka6-8	GPI	0.08	0.63	0.17	1.18	1.74	307.21	718.71	713.36	3.63
Ka6-9	GPI	1.30	0.50	0.29	1.40	0.91	332.37	712.95	708.91	3.41
Ka6-10	GPI	1.64	b.d.	0.15	1.23	1.45	338.68	716.63	711.74	3.55
Ka6-11	GPI	2.18	0.49	0.21	1.35	0.82	345.11	714.37	710.00	3.47
Ka6-12	GPI	0.43	0.18	0.27	1.62	1.15	339.83	713.94	709.67	3.45
Ka33-1	GPI	2.38	0.97	0.19	1.42	2.46	327.45	711.68	707.94	3.36
Ka33-2	GPI	0.67	b.d.	0.44	1.97	0.92	325.16	692.33	693.96	2.69

Ka33-3	GPI	0.56	0.17	0.22	1.16	0.19	333.12	709.24	706.11	3.27
Ka33-4	GPI	1.46	0.16	0.48	1.93	1.12	351.30	698.42	698.23	2.89
Ka33-5	GPI	1.31	0.43	0.37	1.77	1.04	373.99	709.59	706.38	3.29
Ka33-6	GPI	2.18	0.45	0.40	1.85	0.49	341.34	701.85	700.69	3.01
Ka33-7	GPI	1.61	0.15	0.43	1.79	0.84	322.77	700.40	699.64	2.96
Ka33-8	GPI	0.21	b.d.	0.29	1.23	1.31	338.47	711.51	707.82	3.36
Ka33-9	GPI	1.17	b.d.	0.38	1.36	2.71	405.40	706.50	704.08	3.17
Ka33-10	GPI	2.97	0.30	0.42	2.16	1.23	341.27	695.40	696.10	2.79
Ba23-1	GES	2.13	1.21	0.85	3.80	0.48	1023.55	810.53	806.51	8.60
Ba23-2	GES	1.75	0.97	0.83	3.51	0.19	1033.98	825.23	826.18	9.69
Ba23-3	GES	0.62	1.15	0.82	3.69	2.75	1045.64	801.48	795.13	7.98
Ba23-4	GES	2.27	1.83	0.81	3.34	0.84	984.09	822.62	822.57	9.49
Ba23-5	GES	1.14	1.20	1.05	3.75	2.81	1036.04	814.32	811.45	8.88
Ba23-6	GES	2.76	1.34	0.70	3.85	1.09	1014.98	812.35	808.87	8.73
Ba23-7	GES	0.63	0.58	0.95	3.81	0.56	1026.91	795.17	787.53	7.56
Ba23-8	GES	2.51	0.17	0.72	3.59	0.75	982.48	821.01	820.38	9.37
Ba23-9	GES	0.91	1.30	0.83	3.22	1.15	1004.71	819.59	818.45	9.26
Ba23-10	GES	2.77	0.41	1.25	4.07	2.69	1074.39	805.43	800.04	8.25
Ba23-11	GES	2.92	0.32	0.98	3.70	3.41	1010.74	817.18	815.22	9.08
Ba23-12	GES	1.07	1.65	1.13	3.86	2.65	1051.34	808.01	803.29	8.43
Ba23-13	GES	0.65	2.00	1.11	3.65	0.44	1018.50	798.71	791.77	7.80
Ba19-1	GES	0.60	1.81	0.97	4.57	0.26	1074.76	759.47	749.04	5.49
Ba19-2	GES	2.35	1.19	0.96	3.72	0.99	999.00	775.96	765.89	6.39
Ba19-3	GES	0.67	0.23	1.10	4.88	3.91	1066.05	742.90	733.59	4.67
Ba19-4	GES	2.08	0.68	0.83	4.30	3.59	1017.40	775.25	765.13	6.35
Ba19-5	GES	0.71	0.96	1.20	4.73	2.98	1110.58	761.14	750.68	5.57
Ba19-6	GES	2.23	1.33	1.35	4.19	3.51	1118.74	755.91	745.61	5.30
Ba19-7	GES	2.20	1.37	1.06	3.95	2.93	1028.77	773.02	762.77	6.22
Ba19-8	GES	2.05	0.82	1.02	4.35	1.24	1079.76	750.36	740.37	5.03
Ba19-9	GES	1.04	1.69	1.13	4.25	3.32	1056.27	773.77	763.56	6.26
Ba19-10	GES	2.89	0.90	1.28	4.61	3.71	1062.94	746.84	737.14	4.86
Ba19-11	GES	2.92	1.70	1.18	3.60	0.16	1042.60	775.22	765.10	6.35
Ba19-12	GES	2.21	0.15	1.15	4.17	1.71	1054.54	768.05	757.62	5.94
Ba95-1	GEI	0.20	0.84	0.40	2.06	0.59	359.58	708.40	705.48	3.24
Ba95-2	GEI	0.80	0.18	0.33	1.53	1.16	337.89	714.36	709.99	3.47
Ba95-3	GEI	2.29	1.62	0.35	1.65	3.53	367.61	686.25	689.80	2.50
Ba95-4	GEI	2.41	1.06	0.32	1.33	3.62	355.65	723.22	716.94	3.82
Ba95-5	GEI	0.05	1.83	0.25	1.50	1.31	341.67	721.68	715.71	3.75
Ba95-6	GEI	2.97	0.12	0.51	2.08	2.84	383.80	696.02	696.53	2.81
Ba95-7	GEI	0.97	1.54	0.34	1.48	3.64	357.77	722.27	716.17	3.78
Ba95-8	GEI	0.67	0.82	0.32	1.83	1.56	334.02	682.78	687.47	2.39
Ba95-9	GEI	1.86	0.85	0.45	1.99	3.86	373.70	699.59	699.06	2.93
Ba95-10	GEI	1.29	1.16	0.36	1.76	2.79	349.83	718.84	713.47	3.64
Ba37-1	GEI	2.74	1.28	0.41	1.75	1.23	348.68	720.23	714.55	3.69
Ba37-2	GEI	1.44	1.35	0.65	2.30	3.43	437.51	672.81	680.92	2.10
Ba37-3	GEI	0.16	0.79	0.39	1.90	2.17	415.15	717.39	712.33	3.58
Ba37-4	GEI	1.07	1.17	0.53	2.45	2.64	424.86	698.89	698.56	2.91
Ba37-5	GEI	1.58	1.49	0.49	2.23	1.38	373.68	713.98	709.70	3.45
Ba37-6	GEI	0.27	1.03	0.55	2.37	3.74	390.59	713.77	709.54	3.44
Ba37-7	GEI	1.43	0.17	0.51	2.39	0.42	421.16	685.16	689.06	2.46
Ba37-8	GEI	2.03	1.50	0.52	2.16	3.12	402.70	707.84	705.07	3.22
Ba37-9	GEI	1.47	1.51	0.58	2.28	2.71	377.17	696.27	696.71	2.82
Ba37-10	GEI	2.19	0.83	0.50	2.20	0.96	406.69	688.33	691.21	2.56
Ba37-11	GEI	2.61	1.74	0.67	2.13	2.99	384.35	676.78	683.51	2.21
Ss134-1	Pg	0.14	1.34	0.03	b.d.	b.d.	180.83	690.95	693.00	2.65
Ss134-2	Pg	1.90	0.97	b.d.	b.d.	b.d.	167.81	697.28	697.42	2.85

Ss134-3	Pg	0.08	1.67	b.d.	b.d.	b.d.	123.19	691.30	693.25	2.66
Ss134-4	Pg	1.01	1.67	b.d.	b.d.	b.d.	157.32	694.67	695.58	2.77
Ss134-5	Pg	0.54	0.80	b.d.	b.d.	b.d.	165.41	685.85	689.53	2.48
Ss134-6	Pg	0.50	1.27	b.d.	0.05	b.d.	137.83	694.01	695.13	2.74
Ss134-7	Pg	2.46	1.07	b.d.	b.d.	b.d.	144.53	692.66	694.19	2.70
Ss134-8	Pg	1.75	0.12	b.d.	b.d.	b.d.	131.71	693.27	694.61	2.72
Ss134-9	Pg	1.65	0.17	b.d.	0.04	b.d.	115.63	689.76	692.19	2.61
Ss134-10	Pg	0.52	1.66	b.d.	b.d.	b.d.	127.16	693.72	694.92	2.74
Ss134-11	Pg	1.80	1.31	0.05	0.05	b.d.	153.57	688.46	691.30	2.57
Ss134-12	Pg	0.45	0.23	b.d.	b.d.	b.d.	160.86	686.20	689.77	2.50
Ss48-1	Pg	1.70	1.08	0.02	b.d.	b.d.	186.62	678.45	684.60	2.26
Ss48-2	Pg	0.23	0.41	b.d.	b.d.	b.d.	163.29	678.87	684.88	2.28
Ss48-3	Pg	1.66	1.98	b.d.	b.d.	b.d.	139.03	678.16	684.41	2.25
Ss48-4	Pg	2.43	1.03	b.d.	b.d.	b.d.	150.58	676.50	683.33	2.21
Ss48-5	Pg	1.31	0.23	b.d.	b.d.	b.d.	171.81	690.40	692.63	2.63
Ss48-6	Pg	0.48	1.43	b.d.	0.06	b.d.	174.85	675.20	682.48	2.17
Ss48-7	Pg	2.20	0.92	b.d.	b.d.	b.d.	184.69	662.21	674.15	1.82
Ss48-8	Pg	2.21	0.14	b.d.	0.07	b.d.	146.77	675.80	682.87	2.19
Ss48-9	Pg	0.25	0.56	b.d.	b.d.	b.d.	201.09	670.59	679.50	2.04
Ss48-10	Pg	1.83	1.13	0.02	b.d.	b.d.	145.10	684.68	688.74	2.45
Ss48-11	Pg	2.76	0.16	b.d.	0.08	b.d.	162.08	664.81	675.80	1.89
Ss48-12	Pg	2.59	1.89	0.03	0.04	b.d.	198.17	686.49	689.96	2.50
Ss48-13	Pg	2.74	0.42	b.d.	b.d.	b.d.	136.76	658.78	671.98	1.73
Ss48-14	Pg	0.23	1.15	b.d.	b.d.	b.d.	190.00	683.06	687.66	2.40

$$RT \ln X_{Ti}^{qtz} = -60952 + 1.520 * (K) - 1741 * P(\text{kbar}) + RT \ln a_{TiO_2} \quad (2)$$

در اين رابطه R ثابت جهاني گاز، P فشار و a_{TiO_2} اکتيويتته TiO_2 در مذاب می باشد.

در سال های اخير آزمايشات تجربی بر روی تأثیر فشار-دما بر حلالیت Ti در کوارتز افزايش یافته است. اين مطالعات حاکی از آن است که زمين دماسنج Ti در کوارتز پتانسیل بالایی برای تخمین شرایط تبلور سنگ های کوارتز دار دارد. در اين روش ها معمولاً از ساير معادلات زمين دماسنجی (مثل Zr در روتیل) برای تطابق یا کالیبره کردن معادلات و مدل های Titan Q استفاده می شود. یکی از اين مدل ها توسط اوسبرن و همکاران (Osborne et al., 2022) ارائه شده است:

$$RT \ln X_{Ti}^{qtz} = -55.287 - [P(\text{kbar}) * (-2.65 + 0.0403P(\text{kbar}))] + RT \ln a_{TiO_2}^{rutile} \quad (3)$$

در اين معادله نیز T برحسب کلونین است و $a_{TiO_2}^{rutile}$ اکتيويتته TiO_2 در زمينه رشد بلور (سیال یا مذاب) می باشد. دمای تبلور بلورهای زیرکن مورد مطالعه با استفاده از معادله (۱) محاسبه شده است (جدول ۱ و شکل ۸-a). دمای محاسبه شده بر

تخمین دمای تبلور با استفاده از زمين دماسنج Ti در کوارتز (Titan Q)

کوارتز در بازه وسیعی از شرایط دما و فشار پایدار است و در بسیاری از سنگ های آذرین، رسوبی و دگرگونی رایج است. مطالعات تجربی اولیه با اندازه گیری حلالیت Ti در کوارتز در بازه وسیع دمایی و فشار ثابت، وابستگی میزان Ti کوارتز به دما را به اثبات رساند و بر اين اساس زمين دماسنج Titan Q معرفی شد (Wark and Watson, 2006):

$$\text{Log}(X_{Ti}^{qtz}) = (5.69 \pm 0.02) - \frac{3765 \pm 24}{T(K)} \quad (1)$$

در اين معادله X_{Ti}^{qtz} غلظت Ti در کوارتز بر حسب ppm است و T (K) دما بر حسب کلونین می باشد.

مطالعات بعدی در فشارهای مختلف نشان داد که فشار نیز بر حلالیت Ti در کوارتز نقش دارد و از ارتباط حلالیت Ti در کوارتز با دما-فشار می توان به عنوان یک زمين دما-فشارسنج استفاده نمود (Thomas et al., 2010):

يک فرمول تلفيقي ديگر براي محاسبه دما به روش Ti در کوارتز توسط شاه و همکاران (Shah et al., 2022) به صورت مستقل از فشار ارائه شده است:

$$\text{Temperature} = A + B + C \quad (4)$$

$$A = \left(\frac{65 + T_i}{22.65} \right) + T_i + 646.24$$

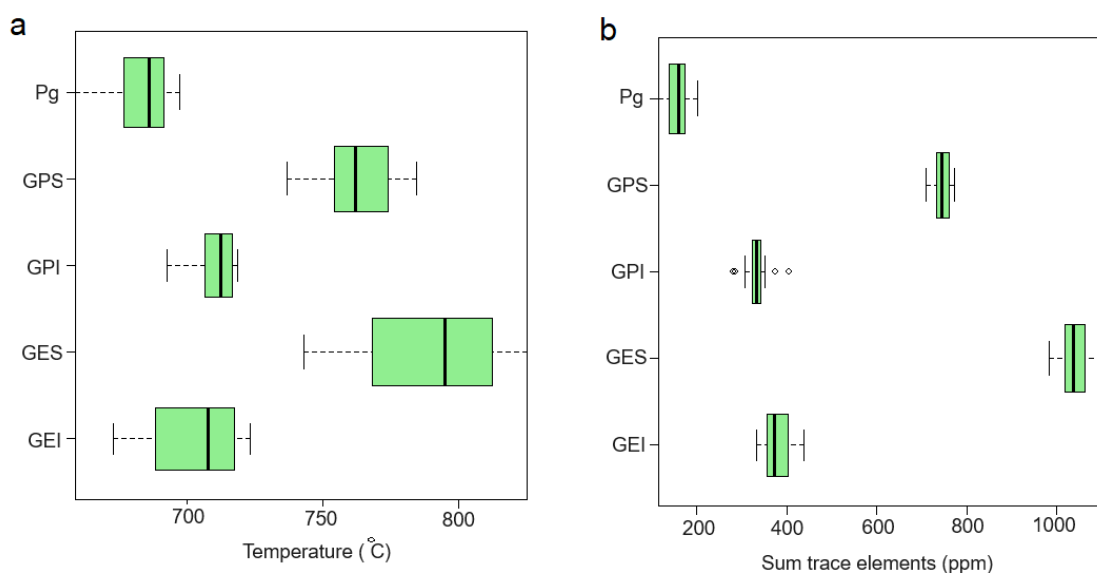
$$B = \left(\frac{(T_i - 11.31) - T_i}{T_i - 11.31} \right) (T_i + 25.25)$$

$$C = \frac{-7.8 - \left(\frac{T_i}{6.75} + 0.86 \right)}{-10.55T_i - \frac{T_i}{10.55}}$$

محاسبه دمای تبلور بلورهای کوارتز با معادله (۴) نیز در جدول ۲ آورده شده است. نتایج نشان می‌دهد که اختلاف دمای محاسبه شده از طریق فرمول‌های (۱) و (۴) کمتر از ۲۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. فشار تبلور بلورهای کوارتز نمونه‌های مورد مطالعه با قراردادن دمای بدست آمده از طریق فرمول (۱) در معادله (۲) محاسبه شد (جدول ۲). اگر تخمین مناسب دما-فشار از روش‌های دیگر وجود نداشته باشد، تعیین همزمان دما و فشار با معادلات Titan Q (معادلات ۲ و ۳) برآورد صحیح از فشار ارائه نخواهد داد (Osborne et al., 2022). بنابراین فشارهای محاسبه شده نمی‌تواند بیانگر شرایط اصلی تبلور بلورهای کوارتز از مذاب در نمونه‌ها در نظر گرفته شوند و به همین علت در نتایج به آن‌ها استناد نمی‌شود.

حسب Ti در کوارتز از در انواع گرانیتوئیدها از ۶۵۸ تا ۸۳۹ درجه سانتی‌گراد تغییر می‌کند. بیشترین دما را گرانیتوئیدهای نوع S در بانه (میانگین °C ۷۸۸) و کبودان (میانگین °C ۷۶۲) دارند و بعد از آن گرانیتوئیدهای نوع I کبودان (میانگین °C ۷۱۰) و بانه (میانگین °C ۷۰۳) قرار می‌گیرند. کمترین دمای محاسبه شده مربوط به پلاژیوگرنیت‌ها (میانگین °C ۶۸۳) است (شکل ۸-ا).

نکته‌ای که در ارتباط با این زمین‌دماسنج باید در نظر داشت این است که این معادله در حضور روتیل (یعنی $a_{TiO_2} = 1$) برقرار است و در شرایطی که روتیل در سیستم وجود نداشته باشد ($a_{TiO_2} < 1$)، دمای محاسبه شده نیاز به تصحیح دارد. در گرانیتوئیدهای بررسی شده در این پژوهش روتیل در نمونه‌ها تشخیص داده نشد و بنابراین در این سنگ‌ها a_{TiO_2} کمتر از یک است. با این حال وجود حداقل یک فاز تیتانیم‌دار (همچون ایلمنیت و تیتانیت) در همه نمونه‌ها نشان می‌دهد که a_{TiO_2} به نسبت بالا (بالای 0.5) می‌باشد (Wark and Watson, 2006). از سوی دیگر محاسبه a_{TiO_2} با استفاده از ترکیب سنگ‌کل در نرم‌افزار MELTS نشان می‌دهد که a_{TiO_2} در نمونه‌ها بالا (0.7-0.8) است. اگر a_{TiO_2} را به طور متوسط ۰/۷۵ در نظر بگیریم، با توجه به رنج دماهای بدست آمده، احتمال ۲۰ تا ۴۰ درجه سانتی‌گراد خطا در دماهای محاسبه شده وجود خواهد داشت (Wark and Watson, 2006).



شکل ۸-ا) مقایسه دمای محاسبه شده با روش Titan Q بلورهای کوارتز در انواع گرانیتوئیدهای مورد مطالعه. (b) تفاوت مجموع عناصر کمیاب در انواع گرانیتوئیدها. : گرانیتوئیدهای نوع S در منطقه کبودان؛ GPI: گرانیتوئیدهای نوع I در منطقه کبودان؛ GES: گرانیتوئیدهای نوع S در مجموعه نفوذی بانه؛ GEI: گرانیتوئیدهای نوع I در مجموعه نفوذی بانه؛ Pg: پلاژیوگرانیت‌های سبزوار.

Fig. 8. a) Comparison of calculated temperatures using the Titan Q method for quartz crystals in different types of the studied granitoids. b) Variation in total trace element content among the different types of granitoids. GPS: Kaboodan S-type granitoids; GPI: Kaboodan I-type granitoids; GES: Baneh S-type granitoids; GEI: Baneh I-type granitoids; Pg: Sabzevar plagiogranites.

(Breiter et al., 2013; Müller et al., 2009). (۳) فراوانی و نوع

عناصر موجود می‌تواند بر ترکیب شیمیایی کوارتز تأثیرگذار باشد. به عنوان مثال نیاز به توازن باری موجب می‌شود که میزان Al^{3+} در کوارتز معمولاً تحت تأثیر فراوانی Li^+ ، Be^{2+} یا سایر کاتیون‌های موجود در مذاب باشد (Müller et al., 2009). (۴) در یک ماگمای با ترکیب مشخص، ضرایب جدایش برخی عناصر به دما و فشار بستگی دارد (به بحث ترموبارومتري Titan Q در بخش قبلی مراجعه شود). (۵) نرخ رشد و تبلور غیرتعادلی کوارتز نیز می‌تواند بر جذب عناصر کمیاب تأثیر داشته باشد (Breiter and Müller, 2009).

نتایج آنالیز عناصر کمیاب در بلورهای کوارتز نمونه‌های انواع گرانیت‌های مورد مطالعه در این پژوهش نشان می‌دهد که تفاوت قابل توجه در توزیع این عناصر بین انواع گرانیت‌ها وجود دارد (جدول ۲). تأثیر ماهیت ماگمای گرانیتی بر توزیع عناصر کمیاب کوارتز هم در بررسی جداگانه هر عنصر (شکل‌های ۶ و ۷) و هم در مجموع مقادیر عناصر

بحث

ژئوشیمی کوارتز تحت تأثیر روابط پیچیده متغیرهای مختلف قرار دارد که از جمله می‌توان به این موارد اشاره کرد (Peterková and Dolejš, 2019): (۱) فراوانی عنصر در مذاب/سیال که خود به ماگمای مادر و سیالات و همچنین به تحولات شیمیایی انجام شده بر روی آن‌ها بستگی دارد. این تحولات می‌تواند در طی تغییرات مذاب سیلیکاته (مثل تبلور تفریقی) ایجاد شود یا در طی انتقال از یک سیستم سیال اتفاق افتد که موجب افزایش غلظت عناصر ناسازگار در فاز سیال باقی‌مانده می‌شود. علاوه بر این، در پدیده عدم امتزاج فازهای سیال، تمرکز عناصر کمیاب به ضریب جدایش آن‌ها در محیط‌های مختلفی که بلور کوارتز در آن رشد می‌کند، بستگی دارد. (۲) حضور یا تبلور همزمان سایر کانی‌ها بر فعالیت شیمیایی عناصر و تمرکز آن در زمینه سیال/ماگما تأثیر می‌گذارد. به عنوان مثال تبلور همزمان میکای لیتیم‌دار یا تورمالین بر تغییر میزان Li در کوارتز مؤثر است

کمیاب در بلورهای کوارتز (شکل ۸-b) دیده می‌شود. مجموع عناصر کمیاب کوارتز در گرانیتوئیدهای نوع S بانه (با میانگین ۱۰۴۱ ppm) و کبودان (میانگین ۷۴۶ ppm) بالاتر از گرانیتوئیدهای نوع I (میانگین ۳۷۸ و ۳۳۳ ppm در بانه و کبودان) است. پلاژیوگرانیت‌ها کوارتزهایی با کمترین میزان عناصر کمیاب (میانگین ۱۵۸ ppm) دارند.

با توجه به داده‌های این تحقیق، میزان Al کوارتز در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه بیشتر متأثر از ضریب اشباع آلومینیوم (ASI) است (شکل ۵-c). این یافته‌ها با داده‌های مطالعات قبلی نیز همخوانی دارد (Jacamon and Larsen, 2009; Breiter et al., 2013, 2020). بنابراین می‌توان چنین برداشت نمود که با افزایش ASI در ماگمای گرانیتی امکان جذب Al در ساختار کوارتز افزایش می‌یابد و در نتیجه کوارتز متبلور شده از ترکیبات پرآلومین نسبت به متآلومین دارای Al بالاتر است. میزان Al کوارتز در انواع گرانیتوئیدها با افزایش ضریب تفریق افزایش می‌یابد (شکل ۵-d) که این امر نیز با مطالعات انجام شده بر روی کوارتز در انواع گرانیت‌ها مطابقت دارد (Breiter et al., 2013, 2020). روند تغییرات مقادیر Ga در بلورهای کوارتز مورد مطالعه با Al مشابه است (شکل ۶-c) که می‌تواند نشان‌دهنده رفتار مشابه این دو عنصر در ورود به شبکه کوارتز باشد (Jacamon and Larsen, 2009).

برخلاف Al، تیتانیم می‌تواند هم به صورت یون جانشین Si^{4+} در خود شبکه بلوری کوارتز و هم در اذخالی‌های ریز موجود در کوارتز ظاهر شود (Müller et al., 2015). علاوه بر این و همان‌گونه که در بخش‌های قبلی اشاره شد، ژئوشیمی Ti و شعاع یونی نسبتاً بالای آن (Ti^{+4} ۰/۶۱ °A) موجب می‌شود که به طور ترجیحی در کوارتزهای متبلور شده در دمای بالاتر متمرکز شود. بنابراین عوامل مؤثر در توزیع Ti در شبکه بلور کوارتز بیشتر است و تحلیل رفتار ژئوشیمیایی آن نیز پیچیده‌تر خواهد بود. در بین عناصر اصلی کمیاب که در ساختار کوارتزهای مورد مطالعه وارد شده‌اند، Ti تنها عنصری است که میزان آن با افزایش ضریب تفریق در انواع گرانیت‌ها کاهش می‌یابد (شکل ۶-a). با بررسی دقیق رفتار Ti و سایر عناصر کمیاب اصلی در بلورهای

مورد مطالعه می‌توان دریافت که هرچند رفتار Ti در طی تفریق ماگمایی متفاوت از آن‌ها بوده، ولی ترتیب فراوانی آن‌ها در کوارتزهای انواع گرانیتوئیدها مشابه است؛ یعنی گرانیتوئیدهای نوع S که بیشترین میزان عناصر کمیاب را دارند، دارای بالاترین غلظت Ti نیز هستند و مقدار این عنصر در گرانیتوئیدهای نوع I و پلاژیوکلازها کاهش می‌یابد (شکل ۶-a). با توجه به این داده‌ها می‌توان پیشنهاد داد که ماهیت ماگمای گرانیتی و دمای تشکیل از عوامل مؤثر در توزیع Ti در انواع گرانیتوئیدها است.

کاتیون‌هایی همچون Li^+ معمولاً در موقعیت‌های بین شبکه‌ای یعنی برای ایجاد تعادل باری که در اثر جانشینی Al به جای Si ایجاد شده، در ساختمان کوارتز وارد می‌شوند (Götze et al., 2021). خاصیت لیتوفیل Li باعث می‌شود این عنصر ترجیح دهد وارد مذاب سیلیکاته یا بلور کوارتز شود تا این که در سیالات آبدار متمرکز شود. از این رو به نظر می‌رسد که جذب Li در شبکه کوارتز به میزان جانشینی Al وابسته باشد. در نمونه‌های مورد مطالعه نیز روند مشابهی در توزیع Al و Li در بلورهای کوارتز مشاهده می‌شود (شکل‌های ۵-d و ۶-b).

رویدیم به عنوان یک عنصر ناسازگار شاخص شناخته می‌شود که معمولاً در مذاب‌های باقی‌مانده و گرانیت‌ها تجمع می‌یابد. جذب Rb در کوارتز همیشه با میزان Rb در سنگ کل تطابق ندارد (Breiter et al., 2020). در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه، پلاژیوگرانیت‌ها که دارای مقادیر پایین Rb سنگ کل می‌باشند، کوارتزهایی دارند که Rb آن‌ها کمتر از حد تشخیص دستگاه است (جدول ۲). در سوی دیگر Rb موجود در گرانیتوئیدهای نوع S، همسو با سایر عناصر کمیاب اصلی در شبکه کوارتز، به نسبت گرانیتوئیدهای نوع I بیشتر است (شکل ۶-e). با این نتایج می‌توان اظهار داشت که هر دو عامل ماهیت ماگمای گرانیتی (نوع گرانیت) و تمرکز Rb در سنگ کل، در توزیع Rb در شبکه بلورهای کوارتز مورد مطالعه نقش داشته‌اند.

ژرمانیم از نظر ژئوشیمیایی رفتار مشابه Si دارد. علاوه بر این، شعاع یونی Ge^{+4} (۰/۵۳ °A) نزدیک به Si^{+4} است. بنابراین Ge^{+4} می‌تواند

خاصی تبعیت نمی‌کند و با ضریب تفریق ارتباط ندارد (شکل ۷). توزیع نامنظم این عناصر حاکی از تأثیر عوامل متعدد در تغییر مقادیر آن‌ها در بلورهای کوارتز می‌باشد. تغییرات زیاد این عناصر کمیاب در بلورهای کوارتز اغلب به وجود سیالات درگیر یا ادخال‌های بسیار ریز درون بلور نسبت داده می‌شود (Breiter et al., 2020; Götze et al., 2021). در سوی دیگر، مقادیر عناصری همچون Sn و Be.K ترکیب سنگ کل پلاژیوگرانیت‌ها بسیار کم و ناچیز می‌باشد (جدول ۱) که موجب تمرکز پایین این عناصر در بلورهای کوارتز پلاژیوگرانیت شده است (جدول ۲).

نتیجه گیری

آنالیز بلورهای کوارتز به روش LA-ICP-MS در انواع گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در این پژوهش نشان داد که عناصر Al, Fe, Ti, Mn, Na, K, P, Li, Rb, Be, Sr, Ga, Ge و Sn وارد شبکه تبلور این کانی شده‌اند. فراوانی عناصر کمیاب با ماهیت و نوع ماگمای گرانیتوئیدی ارتباط دارد به طوری که در گرانیتوئیدهای نوع S بلورهای کوارتز مقادیر بالاتری از عناصر کمیاب را نسبت به کوارتزهای گرانیتوئیدهای نوع I در خود جای داده‌اند. کمترین میزان عناصر کمیاب در کوارتزهای پلاژیوگرانیت‌ها دیده می‌شود.

غلظت Al در کوارتزهای مورد مطالعه با ضریب اشباع آلومینیوم (ASI) سنگ میزبان در ارتباط است و میزان آن با افزایش ضریب تفریق Ge/Ti افزایش می‌یابد. توزیع فراوانی و روند ژئوشیمیایی عناصر Ga, Ge, Li و Rb شبیه آلومینیوم می‌باشد، هرچند عوامل مؤثر در رفتار ژئوشیمی هر عنصر متفاوت است. مقادیر Ti با افزایش ضریب تفریق کاهش می‌یابد و شرایط ترمودینامیکی محیط تبلور بلور بر فراوانی این عنصر در کوارتز مؤثر است. محاسبه دمای تبلور به روش Titan Q حاکی از این است که گرانیتوئیدهای نوع S در دمای بالاتری نسبت به گرانیتوئیدهای نوع I و پلاژیوگرانیت‌ها تشکیل شده‌اند. توزیع سایر عناصر کمیاب در بلورهای کوارتز مورد مطالعه نامنظم بوده و به

در شبکه کوارتز جانشین Si^{+4} شود (Götze et al., 2004). ژرمانیم وارد فاز کانی‌ها نمی‌شود و بنابراین غلظت آن در مذاب‌ها یا سیالات باقی‌مانده افزایش می‌یابد. البته، Ge از جمله عناصر با عدد کلارک پایین (۱/۴ ppm) محسوب می‌شود که فراوانی آن در پوسته زمین ناچیز است. حضور هالوژن‌ها (بالاخص فلوریدها) در زمینه در حال تبلور موجب دوام بیشتر ترکیبات فرار می‌شود (Müller et al., 2009). شرایط ترمودینامیکی چنین وانمود می‌کند که انتقال و تجمع Ge به صورت کمپلکس GeF_4 در طی واکنش‌های انتقال شیمیایی می‌تواند توجیه‌کننده مقادیر بالای Ge کوارتز در محیط‌های خاص زمین‌شناسی باشد (Götze et al., 2012). میزان Ge کوارتز در نمونه‌های مورد مطالعه به ترتیب از پلاژیوگرانیت به سمت گرانیتوئیدهای نوع I و سپس نوع S افزایش می‌یابد (شکل ۶-d). هر چند این افزایش هم‌راستا با روند مشاهده شده برای سایر عناصر کمیاب کوارتز می‌باشد، ولی از آن جایی که تمرکز Ge در سنگ کل نمونه‌ها بسیار ناچیز است (در تمام نمونه‌ها پایین تر از حد تشخیص بوده و در جدول ۱ آورده نشده است)، انتقال Ge به شبکه کوارتز از طریق کمپلکس‌های فلوریدی می‌تواند برای توضیح توزیع Ge مورد توجه قرار گیرد. اگر این فرضیه صحیح باشد، می‌تواند دلیلی برای دمای بالاتر تشکیل گرانیتوئیدهای نوع S فراهم کند. گرانیتوئیدهای نوع S و I مورد مطالعه حاصل ذوب سنگ‌های مختلف پوسته می‌باشند (Amini et al., 2005; Azizi et al., 2018; Mazhari et al., 2020). در ذوب بخشی سنگ‌ها نوع سیال نقش زیادی در کاهش نقطه ذوب دارد. سیالات غنی از آب موجب کاهش بیشتر نقطه ذوب نسبت به سیالات غنی از F خواهند شد (به عنوان مثال Patino Douce and Beard, 1995). ماگمای اولیه گرانیتوئیدهای نوع S مورد مطالعه در زمینه‌ای با سیالات غنی از F تشکیل شده و بالتبع کوارتز حاصل از تبلور آن‌ها نیز در دمای بالاتری شکل گرفته است. این فرضیه با نتایج دماسنج Titan Q همخوانی دارد. همان‌گونه که در بخش‌های قبلی ذکر شد، فراوانی عناصر Fe, Mn, Na, K, P, Be, Sr و Sn در کوارتزهای مورد مطالعه از روند

بیشتر بر روی نمونه‌های مختلف پلاژیوگرانیت‌ها از جایگاه‌های مختلف صورت بگیرد.

قدردانی

قسمتی از مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری این تحقیق با کمک سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام شده و بخشی از هزینه آنالیزهای شیمیایی از طریق آکادمی علوم چین پرداخت شد. در این جا از همه افرادی که در این امر کمک کرده‌اند، قدردانی می‌گردد.

References

- Amini, S., Mazhari, S.A., Ghalamghash, J., 2005. Petrogenesis of plutons of west of Baneh. *Journal. Tarbiat Moallem Journal of Sciences* 5(3), 601-619.
- Audétat, A., 2013. Origin of Ti-rich rims in quartz phenocrysts from the Upper Bandelier Tuff and the Tunnel Spring Tuff, southwestern USA. *Chemical Geology* 360 - 361, 99-104.
- Azizi, H., Hadad, S., Stern, R.J., Asahara, Y., 2018. Age, geochemistry, and emplacement of the ~40-Ma Baneh granite-appinite complex in a transpressional tectonic regime, Zagros suture zone, northwest Iran. *International Geology Review* 61 (2), 195-223.
- Breiter, K., Müller, A., 2009. Evolution of rare-metal granitic magmas documented by quartz chemistry. *European Journal of Mineralogy* 21, 335-346. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2009/0021-1907>.
- Breiter, K., Svojtka, M., Ackerman, L., Švecová, K., 2012. Trace element composition of quartz from the Variscan Teplice caldera (Krušné hory/Erzgebirge Mts., Czech Republic/Germany): Insights into the volcano-plutonic complex evolution. *Chemical Geology* 326 -327, 36-50.
- Breiter, K., Ackerman, L., Svojtka M., Muller, A., 2013. Behavior of trace elements in quartz from plutons of different geochemical signature: a case study from the Bohemian Massif, Czech Republic. *Lithos* 175-176, 54-67. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.04.023>.
- Breiter, K., Ackerman, L., Ďurišová, J., Svojtka, M., Novák, M., 2014. Trace element composition of quartz from different types of pegmatites: A case study from the

سایر عوامل همچون سیالات درگیر یا ادخال‌های بسیار ریز درون بلور وابسته می‌باشد.

نتایج حاصل از این تحقیق نشان می‌دهد که ترکیب عناصر کمیاب پتانسیل بالایی در تعیین شرایط ترمودینامیکی و همچنین ماهیت و نوع گرانیتوئیدهای سنگ میزبان دارد. داده‌های بلورهای کوارتز گرانیتوئیدهای نوع I و S در این تحقیق تقریباً منطبق با نتایج حاصل از مطالعه بر سایر گرانیتوئیدهای مشابه می‌باشد. در این تحقیق میزان عناصر کمیاب کوارتز در پلاژیوگرانیت‌ها نیز اندازه‌گیری شد که نشان از فقیر بودن این بلورها از بسیاری عناصر کمیاب نسبت به سایر گرانیتوئیدها دارد. البته برای اثبات این موضوع نیاز است آزمایشات

- Moldanubian Zone of the Bohemian Massif (Czech Republic). *Mineralogical Magazine* 78, 703-722.
- Breiter, K., Ďurišová, J., Dosbaba, M., 2020. Chemical signature of quartz from S- and A-type rare-metal granites – A summary. *Ore Geology Reviews* 125, 103674. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103674>.
- Drivenes, K., Larsen, R.B., Müller, A., Sorensen, B.E., 2016. Crystallization and uplift path of the late Variscan granites evidenced by quartz chemistry and fluid inclusions: example from the Lands End granite, SW England. *Lithos* 252 (253), 57-75.
- Garate-Olave, I., Müller, A., Roda-Robles, E., Gil-Grespo, P.P., Pesquera A., 2017. Extreme fractionation in a granite-pegmatite system documented by quartz chemistry: The case study of Tres Arroyos (Central Iberian Zone, Spain). *Lithos* 286 (287), 162-174.
- Götze, J., Plötze, M., Graupner, T., Hallbauer, D.K., Bray, C.J., 2004. Trace element incorporation into quartz: A combined study by ICP-MS, electron spin resonance, cathodoluminescence, capillary ion analysis, and gas chromatography. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68 3741-3759.
- Götze, J., 2009. Chemistry, textures and physical properties of quartz – geological interpretation and technical application. *Mineralogical Magazine* 73, 645-671.
- Götze, J., Schrön, W., Möckel, R., Heide, K., 2012. The role of fluids in the formation of agate. *Geochemistry* 72, 283-286.
- Götze, J., Pan, Y., Müller, A., 2021. Mineralogy and mineral chemistry of quartz: A review. *Mineralogical Magazine* 85, 639-664. doi:10.1180/mgm.2021.72

- Jacamon, F., Larsen, R.B., 2009. Trace element evolution of quartz in the charnokitic Kleivan granite, SW-Norway: The Ge/Ti ratio of quartz as an index of igneous differentiation. *Lithos* 107, 281–291.
- Ji, G.Y., Jiang, S.H., Wei, H.T., Liu, Y.F., Yan, P.C., 2024. Trace elements and growth patterns in quartz from the Alubaogeshan granite in the Maodeng Mo-Bi-Sn-Cu deposit, southern Great Xing'an Range, NE China. *Ore Geology Reviews* 165, 105864. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105864>
- Khalatbari Jafari, M., Babaie, H.A., Gani, M., 2013. Geochemical evidence for Late Cretaceous marginal arc-to-backarc transition in the Sabzevar ophiolitic extrusive sequence, Northeast Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 70-71, 209–230.
- Larsen, R.B., Jacamon, F., Kronz, A., 2009. Trace element chemistry and textures of quartz during the magmatic-hydrothermal transition of Oslo Rift granites. *Mineralogical Magazine* 73, 691–707.
- Maleki, L., 2013. Geochemistry and Petrogenesis of Plagiogranites and Host Rocks in the Sabzevar Ophiolite. (M.Sc. Thesis) Damghan University.
- Mazhari, S.A., Ghalamghash, J., Mazloumi Bajestani, A.R., Hajalilou, B., 2012. Application of trace elements composition in quartz for Naqadeh granitoids petrogenesis interpretation, NW Sanandaj-Sirjan Zone. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 20 (3), 505-514. <http://ijcm.ir/article-1-365-en.html>.
- Mazhari, S.A., Klötzli, U., Safari, M., 2019. Petrological investigation of Late Cretaceous magmatism in Kaboodan area, NE Iran: Evidence for an active continental arc at Sabzevar zone. *Lithos* 348-349, 105183. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105183>
- Mazhari, S.A., Klötzli, U., Safari, M., 2020. U-Pb geochronology, Petrogenesis and tectonomagmatic evolution of Cadomian intrusive rocks in Kaboodan area, NE of Iran. *International Geology Review* 62, 1971-1987. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1681029>
- Mazhari, S.A., 2021. The distinction of I-and S-type granitoids by trace elements composition of biotites in the Baneh plutonic complex, W of Iran. 29th Symposium of Crystallography and Mineralogy of Iran, Damghan, Iran. <https://civilica.com/doc/1421852>
- Mazhari, S. A., Klötzli, U., 2023. The composition of zircon trace elements in the various Cadomian granitoid types of Taknar zone, south of Sabzevar. *Petrological Journal* 14(2), 89-116.
- Mazhari, S.A., Pang, K.N., Klötzli, U., Liu, H., 2024. Age, clinopyroxene geochemistry and petrogenesis of post-collisional magmatic rocks in the Jonob-e-Sechangi area, Lut block, eastern Iran. *Lithos* 468-469, 107493. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2024.107493>.
- Moghadam, H.S., Corfu, F., Chiaradia, M., Stern, R.J., Ghorbani, G., 2014. Sabzevar Ophiolite, NE Iran: progress from embryonic oceanic lithosphere into magmatic arc constrained by new isotopic and geochemical data. *Lithos* 210–211, 224–241. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.10.004>.
- Moghadam, H.S., Kheder, M., Arai, S., Stern, R., Ghorbani, G., Tamura, A., Ottley, C.H., 2015. Arc-related harzburgite–dunite–chromitite complexes in the mantle section of the Sabzevar ophiolite, Iran: A model for formation of podiform chromitites. *Gondwana Research* 27, 575–593. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.09.007>.
- Monnier, L., Lach, P., Salvi, S., Melleton, J., Bailly, L., Beziat, D., Monnier, Y., Gouy, S., 2018. Quartz trace-element composition by LA-ICP-MS as proxy for granite differentiation, hydrothermal episodes, and related mineralization: The Beauvoir Granite (Echassières district), France. *Lithos* 320–321, 355–377.
- Müller, A., van den Kerkhof, A.M., Behr, H.-J., Kronz, A., Koch-Muller, M., 2009. The evolution of late-Hercynian granites and rhyolites documented by quartz – a review. *Earth Environ. Sci. Trans. R. Soc. Edinburgh* 100, 185–204. <https://doi.org/10.1017/S1755691009016144>.
- Müller, A., Ihlen, P.M., Snook, B., Larsen, R.B., Flem, B., Bingen, B., Williamson, B.J., 2015. The chemistry of quartz in granitic pegmatites of Southern Norway: petrogenetic and economic implications. *Economic Geology* 110, 1737–1757.
- Müller, A., Herklotz, G., Giegling, H., 2018. Chemistry of quartz related to the Zinnwald/Cínovec Sn-W-Li greisen-type deposit, Eastern Erzgebirge, Germany. *Journal of Geochemical Exploration* 190, 357–373.
- Osborne, Z.R., Thomas, J.B., Nachlas, W.O., Angel, R.J., Hoff, C.M., Watson, E.B., 2022. TitaniQ revisited: expanded and improved Ti-in-quartz solubility model for thermobarometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 177:31. <https://doi.org/10.1007/s00410-022-01896-8>.

- Patino Douce, A.E., Beard, J.S., 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology* 36, 707-738.
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., Hergt, J., 2011. Iolite: Freeware for the visualization and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 26 (12), 2508-2518.
- Peterková, T., Dolejš, D., 2019. Magmatic-hydrothermal transition of Mo-W-mineralized granite-pegmatite-greisen system recorded by trace elements in quartz: Krupka district, Eastern Krušné hory/Erzgebirge. *Chemical Geology* 523, 179-202.
- Shah, S.A.; Shao, Y.; Zhang, Y.; Zhao, H.; Zhao, L., 2022. Texture and Trace Element Geochemistry of Quartz: A Review. *Minerals* 12, 1042. <https://doi.org/10.3390/min12081042>
- Sun, Z., Wang, J., Wang, Y., Zhang, Y., Zhao, L., 2021. Multistage hydrothermal quartz veins record the ore-forming fluid evolution in the Meiling Cu-Zn (Au) deposit, NW China. *Ore Geology Reviews* 131, 104002. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104002>
- Thomas, J.B., Watson, E.B., Spear, F.S., Shemella, P.T., Nayak, S.K., Lanzirrotti, A., 2010. TitaniQ under pressure: the effect of pressure and temperature on the solubility of Ti in quartz. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 160 (5), 743-759.
- Wark, D.A., Watson, E.B., 2006. TitaniQ: a titanium-in-quartz geothermometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 152:743-754. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0132-1>
- Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95, 185-187.