



Research Article

Geochemistry and tectonic setting of the A-type granitoid, in Mishu mountains, northwest of Iran (Shabestar city)

Farhad Pirmohammadi Alishah^{*1} , Ahmad Jahangiri²

1-Department of Geology, Faculty of Sciences, Islamic Azad University, Shabestar Branch, Shabestar, Iran

2- Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, Tabriz University, Tabriz, Iran

Received: 03 Oct 2023 Accepted: 17 May 2024

Extended Abstract

Introduction

Granitic to alkaline feldspar granitic masses of Mishu mountains, which are similar to them in the Moro mountains in the northwest of the country, are among the granitoid masses that are related to the Hercynian (Donian-Permian) orogenic cycle, and the study of their lithology and petrogenesis in order to complete the geological information. The northwest of the country is of particular importance and they contribute to our knowledge of the crustal formation of Iran during the Hercynian orogeny (Moayyed and Moazzen, 2002). Eftekhari et al. (1991) considered the mass of intrusive Shebster to be equivalent to Mishu granites. This massif has cut and transformed the Kahr and Dolomites of Sultanate. Permian base sediments were placed on the eroded surface of this intrusive mass and based on this, the age of this mass has been attributed to Post-Cambrian and Pre-Permian (Asadian et al, 1994). Due to the lack of determination of the A-type granites and the existence of some ambiguities about the Shabestar granitoid mass such as lithology and geochemistry (including the temporal relationship of the Shabestar granite mass with the adjacent masses and the orogenic phase of Iran), the Shabestar intrusive mass requires a comprehensive and comprehensive study to be a part of the history. The geology of this area and the granite masses of the adjacent areas should be properly analyzed. Therefore, in this article, with the help of the results obtained from the study of the field relationships governing the different parts of the Shabaster intrusive mass, petrography and geochemical analysis of the main and rare elements, it has been tried to investigate the genetic relationship between the different parts of the mass, the origin of the magma that formed it, and the tectonic position of this intrusive mass. And finally, determine the A-type granites and compare them with S and I granites.

Materials and Methods

In general, conducting this research includes two stages of field visits and laboratory investigations.

Citation: Pirmohammadi Alishah, F. and Jahangiri, A., 2024. Geochemistry and Tectonic setting of the A-type granitoid, *Res. Earth. Sci.* 15(3), (57-73) DOI: 10.48308/esrj.2024.104697

* Corresponding author E-mail address: Petrofarhad@iaushab.ac.ir





In the first surveys and field visits, 150 stone samples were taken from the internal igneous (Granitoid) masses of Shabestar, and from these samples, 110 microscopic thin sections were prepared for petrographic studies. In the next step, 20 samples were sent to ACME laboratory in Canada for geochemical analysis by whole rock method. Oxide analysis of main elements was done by lithium borate fusion method and inductively coupled plasma emission spectrometer (ICP-ES). In this method, the amount of oxides of the main elements is measured based on weight percentage.

Results and Discussion

Alkaline mafic minerals such as ezirin-augelite and ribkeite-arphodsonite are not found in the examined granites, but all petrographic and geochemical data show that Harris granite rocks are of A-type nature. The comparison of the granite mass of East Mishu with the granite mass of Harris shows that this mass has a range of alkaline rocks of granite-monzogranite-siyenogranite. The dominant texture in these samples is fine-grained from the same dimension to the non-dimensional, perthitic and granophyric. The main minerals of these stones include quartz, potassium feldspar, plagioclase and minor and accessory minerals including biotite, amphibole, pyroxene, apatite, sphene and zircon, which are similar to the granites studied in this article. The negative anomalies of Ba, Nb, Ti, Sr, and Eu and the enrichment in LILEs, especially Rb and Thn, indicate the crustal origin of these rocks. Also, Ce and Sm show their enrichment compared to the adjacent elements. Such selective enrichment has been referred to as shell dominance (Pearce et al, 1984), and such a pattern is called shell dominance. In addition, these high values of HFSEs confirm the dry origin of the constituent magma (Bonin, 2007; Zhao and Zhou, 2007).

Conclusion

According to the field evidence, petrography, geochemistry and tectonic structure differentiation diagrams, Shabestar granitoid mass is alkali feldspar granite. These rocks are covered by the Permian Formation and the Soltanieh Formation has recrystallized with it. Therefore, their relative age is attributed to Post-Cambrian and Pre-Permian. According to the alumina saturation index, the granitoid mass of Shabestar has peraluminous to weakly metaaluminous characteristics. Negative anomalies of Ba, Nb, Ti, Sr and Eu and enrichment in LILEs, especially Rb and Thn, indicate the crustal origin of these rocks. Therefore, Shabestar granitoid mass is A-type of in-plane granites of A-type, which is related to group A₂ due to the depletion of Nb. In other words, it is very likely that A-type alkaline granites were created in this region after impact events, and during their emplacement, tensile tectonics prevailed. The REE diagram of these granites shows that the granitoid mass of Shabestar was probably due to partial melting of the lower crust with tonalitic-granodioric composition. The REE diagram of these granites shows that the granitoid mass of Shabestar was obtained from a plagioclase-containing source, or plagioclase was separated from the forming magma during the evolutionary process, so that it is probably due to partial melting of the lower crust with tonalitic-granodioric composition.

Keywords: Alkaline feldspar granite, Post collision, Granite A₂, Magmatism, Tensile environment.



زمین‌شیمی و جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوئیدهای A در رشته کوه‌های میشو، شمال غرب ایران (شهرستان شبستر)

فرهاد پیرمحمدی علیشاه*¹، احمد جهانگیری²

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شبستر، شبستر، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

(پژوهشی) دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۰۷/۱۱ پذیرش نهایی مقاله: ۱۴۰۳/۰۲/۲۸

چکیده گسترده

مقدمه

توده‌های گرانیتی تا آلکالی فلدسپار گرانیتی کوه‌های میشو که نظیر آنها در کوه‌های مورو در شمال غرب کشور نیز رخمون دارند، از جمله توده‌های گرانیتوئیدی هستند که با چرخه کوهزائی هرسینین (دونین - پرمین) در ارتباط بوده و بررسی سنگ‌شناسی و پتروژنز آنها در جهت تکمیل اطلاعات زمین‌شناسی شمال غرب کشور از اهمیت خاصی برخوردار است و به آگاهی ما از شکل‌گیری پوسته‌ای ایران در طی کوهزائی هرسینین کمک می‌کنند (Moayyed and Moazzen, 2002). افتخارنژاد و همکاران (Eftekharnajad et al, 1991) توده آذرین هریس را معادل با گرانیت‌های میشو در نظر گرفته‌اند. این توده سازند کهر و دولومیت‌های سلطانیه را قطع و دگرگون کرده است. رسوب‌های قاعده پرمین روی سطح فرسایش یافته این توده آذرین جای گرفته و بر این اساس سن این توده به بعد از کامبرین و پیش از پرمین نسبت داده شده است (Asadian et al, 1994). با توجه به عدم تعیین نوع گرانیت‌های A و وجود برخی ابهامات در مورد توده‌های گرانیتوئیدی شبستر نظیر سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی (شامل ارتباط زمانی توده گرانیتی هریس با توده‌های مجاور و فاز کوهزایی ایران)، توده نفوذی هریس نیازمند مطالعه‌ای جامع و همه‌جانبه است تا بخشی از تاریخچه زمین‌شناسی این منطقه و توده‌های گرانیتی مناطق مجاور، به درستی تجزیه و تحلیل شود. لذا در این نوشتار سعی شده است با کمک نتایج حاصل از بررسی روابط صحرایی حاکم بر بخش‌های مختلف توده نفوذی هریس، پتروگرافی و آنالیز زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب، به بررسی ارتباط ژنتیکی بین بخش‌های مختلف توده، منشاء ماگمای سازنده و جایگاه تکتونیکی این توده نفوذی و در نهایت تعیین نوع گرانیت‌های A و مقایسه آن با گرانیت‌های نوع S و I پرداخته شود.

مواد و روش‌ها

به‌طور کلی، انجام این پژوهش شامل دو مرحله بازدیدهای صحرایی و بررسی‌های آزمایشگاهی است. در بررسی‌های نخستین و بازدیدهای صحرایی، شمار ۱۵۰ نمونه سنگی از توده‌های آذرین درونی (گرانیتوئیدی) شبستر برداشته شد و از این نمونه‌ها، شمار ۱۱۰ مقطع نازک میکروسکوپی برای مطالعه‌های سنگ‌نگاری تهیه شد.

استناد: پیرمحمدی علیشاه، ف. و جهانگیری، ا.، ۱۴۰۳. زمین‌شیمی و جایگاه زمین‌ساختی گرانیتوئیدهای A، پژوهشهای دانش زمین:

DOI: 10.48308/esrj.2024.104697. (۷۳-۵۷)، (۳) ۱۵

E-mail: Petrofarhad@iaushab.ac.ir

* نویسنده مسئول:



در مرحله بعد، تعداد ۲۰ نمونه برای انجام تجزیه زمین‌شیمیایی به روش سنگ کل به آزمایشگاه ACME در کشور کانادا فرستاده شدند. تجزیه اکسید عنصرهای اصلی به روش ذوب لیتیم بورات (Lithium Borate Fusion) و طیف‌سنج نشری پلاسمای جفتیده القایی (ICP-ES) انجام شد.

نتایج و بحث

در گرانیتهای مورد بررسی گرچه کانی‌های مافیک قلیایی از قبیل اژیرین - اوژیت و ریبکیت - آرفودسونیت دیده نمی‌شود، ولی کلیه داده‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که سنگ‌های گرانیتهی هریس دارای ماهیت A-type هستند. مقایسه توده گرانیتهی شرق میشو با توده گرانیتهی هریس نشان می‌دهد، این توده دارای طیفی از سنگ‌های قلیایی گرانیتهی - مونزوگرانیتهی - سینوگرانیتهی می‌باشد. بافت غالب در این نمونه‌ها دانه‌دار هم بعد تا ناهم بعد، پرتیتی و گرانوفیری است. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها نیز شامل کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی و آکسسور شامل بیوتیت، آمفیبول، پیروکسن، آپاتیت، اسفن و زیرکن است که مشابه گرانیتهای مورد بررسی در این مقاله می‌باشد. بیهنجاری منفی Ba, Nb, Ti, Sr و Eu و غنی - شدگی در LILEs به ویژه Rb و Th نشانگر خاستگاه پوسته‌ای این سنگ‌ها است. همچنین Ce و Sm نسبت به عناصر مجاور خود غنی‌شدگی نشان می‌دهند. چنین غنی‌شدگی انتخابی به عنوان تسلط پوسته‌ای یاد شده است (Pearce et al, 1984)، و چنین الگویی به عنوان تسلط پوسته‌ای خوانده می‌شود. توده گرانیتهی هریس از نوع گرانیتهای درون صفحه‌ای نوع A است که با توجه به تهی‌شدگی از Nb به گروه A₂ وابسته است. با توجه به حضور گسترده پرتیت در این سنگ‌ها می‌توان گفت که ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها ماگمای خشکی بوده است. افزون بر این مقادیر بالای HFSEs، خشک بودن خاستگاه ماگمای تشکیل دهنده را تایید می‌کند (Zhao and Zhou, 2007; Bonin, 2007).

نتیجه‌گیری

با توجه به شواهد صحرایی، پتروگرافی، زمین‌شیمیایی و نمودارهای تمایز ساختگاه تکتونیکی، توده گرانیتهی شیبستر، آلكالی فلدسپار گرانیتهی می‌باشد. این سنگ‌ها با سازند پرمین پوشیده شده و سازند سلطانیه با آن تبلور دوباره یافته است. بنابراین سن نسبی آن‌ها به پس از کامبرین و پیش از پرمین نسبت داده می‌شود. توده گرانیتهی شیبستر براساس شاخص اشباع از آلومین، ویژگی پرآلومینوس تا متآلومینوس ضعیف دارد. بیهنجاری منفی Ba, Nb, Ti, Sr و Eu و غنی‌شدگی در LILEs به ویژه Rb و Th نشانگر خاستگاه پوسته‌ای این سنگ‌ها است. بنابراین توده گرانیتهی شیبستر از نوع گرانیتهای درون صفحه‌ای نوع A است که با توجه به تهی‌شدگی از Nb به گروه A₂ وابسته است. به عبارتی به احتمال زیاد گرانیتهای قلیایی نوع A پس از برخورد، در این منطقه به دنبال رویدادهای برخوردی ایجاد شده و طی جایگیری آنها زمین‌ساخت کششی غالب بوده است. نمودار REE این گرانیتهای نشان می‌دهد که توده گرانیتهی شیبستر از یک خاستگاه جدایش دارای پلاژیوکلاز حاصل شده است و یا پلاژیوکلاز در طول روند تکاملی از ماگمای تشکیل دهنده جدا شده است، به طوری که احتمالاً در اثر ذوب بخشی پوسته تحتانی با ترکیب تونالیتی - گرانودیوریتی ایجاد شده است.

واژگان کلیدی: الکالی فلدسپار گرانیتهی، پس از برخورد، گرانیتهی A₂، ماگماتیسیم، محیط کششی

مقدمه

رخنمون دارند، از جمله توده‌های گرانیتهی شیبستر که با چرخه کوهزائی هرسنین (دونین - پرمین) در ارتباط بوده و بررسی سنگ‌شناسی و پتروژنز آنها در جهت تکمیل

توده‌های گرانیتهی تا آلكالی فلدسپار گرانیتهی کوه‌های میشو که نظیر آنها در کوه‌های مورو در شمال غرب کشور نیز

ماگما و یا واکنش آن‌ها با گرانیت‌های قدیمی‌تر صورت گرفته است (Taylor et al, 1981; Creacer et al, 1991).
 (۳) ذوب مجدد سنگ‌های دگرگون شده پوسته تحتانی (Henderson, 1982; Harris et al, 1986; Dehliquist et al, 2010).
 (۴) ذوب بخشی پوسته قاره‌ای با تاثیر دگرنهادی یا بدون تاثیر آن (Abdel Rahman, 2006; Clemens et al, 1986).
 شاهزیدی و همکاران (Shahzeidi et al, 2012) توده گرانیتوئیدی S-type میشو در جنوب غرب مرند (بین گسل‌های شمالی و جنوبی میشو) را مورد بررسی قرار دادند. سنگ‌های توده نفوذی کوه میشو در این منطقه در گروه گرانیتوئیدهای نوع S قرار می‌گیرند و دارای ماهیت کالک‌آلکالین پتاسیم‌دار و از نوع پراآلمین هستند. با توجه به عدم تعیین نوع گرانیت‌های A و وجود برخی ابهامات در مورد توده‌های گرانیتوئیدی شبستر نظیر سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی (شامل ارتباط زمانی توده گرانیتی هریس با توده‌های مجاور و فاز کوه‌زایی ایران)، توده نفوذی هریس نیازمند مطالعه‌ای جامع و همه‌جانبه است تا بخشی از تاریخچه زمین‌شناسی این منطقه و توده‌های گرانیتی مناطق مجاور، به درستی تجزیه و تحلیل شود. لذا در این نوشتار سعی شده است با کمک نتایج حاصل از بررسی روابط صحرائی حاکم بر بخش‌های مختلف توده نفوذی هریس، پتروگرافی و آنالیز زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب، به بررسی ارتباط ژنتیکی بین بخش‌های مختلف توده، منشاء ماگمای سازنده و جایگاه تکتونیکی این توده نفوذی و در نهایت تعیین نوع گرانیت‌های A و مقایسه آن با گرانیت‌های نوع S و I پرداخته شود.

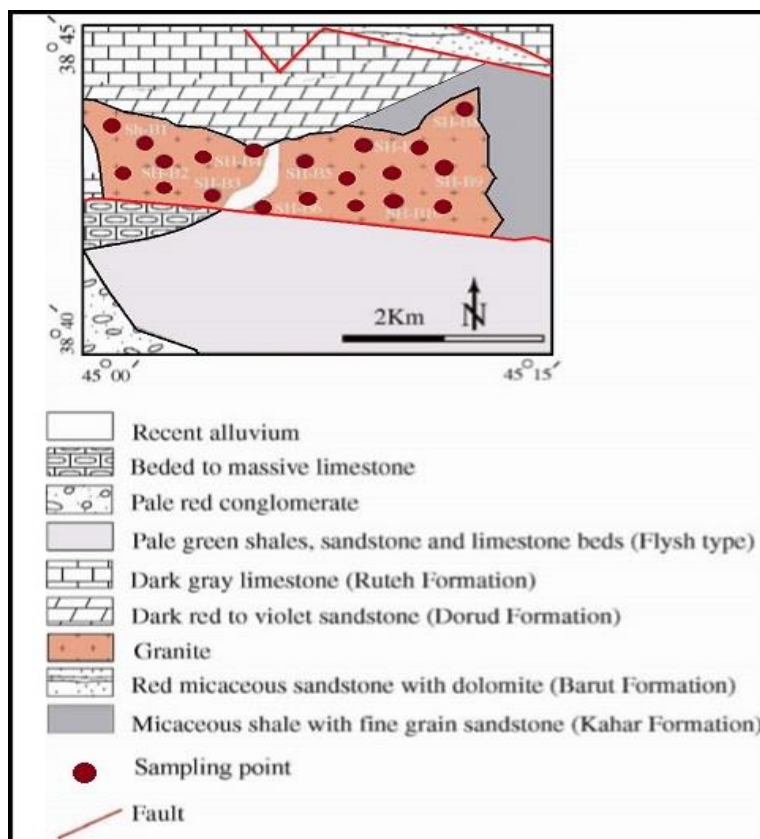
منطقه مورد مطالعه

محدوده مورد بررسی در زون‌بندی‌های زمین‌شناسی ایران، بخشی از زون‌های البرز غربی - آذربایجان (Nabavi, 1979)، ایران مرکزی (Stocklin, 1978)، سلطانیه - میشو مرکزی (Eftekharnjad et al, 1991)، و پهنه مرکزی (Aghanbati, 2004)، در نظر گرفته شده‌اند. اما علی‌رغم این پهنه‌بندی، تفاوت‌های آشکاری بین زمین‌شناسی پالئوزوئیک این منطقه، البرز و ایران مرکزی وجود دارند که آنها را از دو زون یاد شده متمایز می‌سازد. این تفاوت‌ها عبارتند از: الف: دگرشیبی زاویه‌دار بین نهشته‌های پالئوزوئیک زیرین و نهشته‌های پیش‌رونده پرمین در

اطلاعات زمین‌شناسی شمال غرب کشور از اهمیت خاصی برخوردار است و به آگاهی ما از شکل‌گیری پوسته‌ای ایران در طی کوهزائی هرسینین کمک می‌کنند (Moayyed and Eftekhanejad, 2002).
 افتخارنژاد و همکاران (Eftekhanejad et al, 1991) توده آذرین هریس را معادل با گرانیت‌های میشو در نظر گرفته‌اند. این توده سازند کهر و دولومیت‌های سلطانیه را قطع و دگرگون کرده است. رسوب‌های قاعده پرمین روی سطح فرسایش یافته این توده آذرین جای گرفته و بر این اساس سن این توده به بعد از کامبرین و پیش از پرمین نسبت داده شده است (Asadian et al, 1994).
 مویب و رضایی مقدم (Moayed And Rezaei, 2005) معتقد است که گسل جنوبی میشو با شیب رو به شمال به عنوان کاندیدای مناسب برای حفظ خط درز پالئوتتیس اول در شمال غرب ایران است، علاوه بر این از منطقه قره‌گوز و دیوان‌داغی مجموعه‌های نفوذی قلیایی نوع A گزارش شده است که در نتیجه فعالیت‌های کششی پس از برخورد قاره - قاره در منطقه است (Amini et al, 2007).
 کانی‌شناسی گرانیت‌های نوع A نسبتاً ساده بوده، ولی به دلیل بالا بودن میزان عناصر قلیایی ترکیب کانی‌های مافیک آن‌ها مانند آمفیبول و پیروکسن‌ها بیشتر به سمت خانواده سدیک یا پتاسیک تمایل دارند (Henderson, 1982).
 در حالت کلی گرانیت‌های نوع A به دو گروه A₁ و A₂ براساس خاستگاه تقسیم می‌شوند که گروه A₁، دارای نسبت‌های عنصری مشابه با بازالت‌های جزایر اقیانوسی بوده و دارای خاستگاه گوشته‌ای هستند که طی فعالیت‌های درون‌صفحه‌ای و یا در ارتباط با فعالیت‌های بالا آمدگی پس از برخورد، جایگزین می‌شوند، و گروه A₂، دارای نسبت‌های عنصری مشابه با بازالت‌های جزایر قوسی هستند که از ذوب پوسته قاره‌ای با یا بدون دخالت گوشته تشکیل می‌شوند (Eby, 1992).
 مطالعه داده‌های ایزوتوپی و عناصر نادر در مورد سنگ‌زایی گرانیت‌های نوع A، نشان می‌دهد که این نوع گرانیت‌ها با فرآیندهای مختلفی تشکیل می‌شوند که عبارتند از: (۱) تبلور بخشی ماگمای بازالتی (Eby, 1992)، در این حالت ممکن است گوشته قبل از ذوب بخشی نسبت تمرکز عناصر آن بر اثر فرآیند دگرنهادی افزایش یافته باشد (Bailey, 1978; Mahood and Hildreth, 1983).
 (۲) واکنش محلول‌های غنی از عناصر قلیایی، فلور و کلر یا ماگمای باقی‌مانده در فاز پایانی تبلور

میکادار، اسلیت با میان لایه‌هایی از آهک دگرگون شده به رنگ روشن و دولومیت تیره رنگ است. این سازند و سازند سلطانیه در اثر نفوذ توده گرانیتوئیدی، دگرگون و به هورنفلس‌ها تبدیل شده‌اند (Eftekhari et al., 1991). در این منطقه و دیگر نقاط همجوار، نهشته‌های قاعده پرمین روی سطح فرسایش یافته این گرانیت‌ها جای گرفته‌اند. این گرانیت دانه‌متوسط تا دانه‌درشت بوده و در نمونه دستی به رنگ قرمز گوشتی یا صورتی دیده می‌شود. همچنین در اثر فعالیت‌های زمین‌ساختی، شدیداً خرد شده است، به طوری که در بیشتر قسمت‌ها به صورت ماسه گرانیتی (دگرسانی آرنیتی) دیده می‌شود. با توجه به شواهد یاد شده سن توده پسا کامبرین - پیش پرمین است.

کوه‌های مورو و میشو. ب: گسترش سنگ‌های مافیک و اولترامافیک به سن پیش از پرمین در کوه‌های مورو و میشو. ج: رخنمون توده گرانیتوئیدی نوع S و همزمان با برخورد قاره - قاره به سن احتمالی هرسی‌نین در کوه‌های میشو (Moayyed et al, 2005; Moayyed and Moazzen, 2002). د: رخنمون محدوده‌های گرانیتوئیدی نوع A به سن هرسی‌نین در کوه‌های مورو و میشو (Moayyed and Moazzen, 2011; Advai and Qalamqash, 2011). توده‌های دو زون البرز و ایران مرکزی شناخته نشده‌اند. توده‌های گرانیتوئیدی شبستر بین سازندهای وابسته به پرکامبرین پایانی و پالئوزوئیک جایگیری نموده است (شکل ۱). سازند کهر به سن پرکامبرین در شرق گستره مورد بررسی برونزد زیادی دارد و لیتولوژی آن غالباً به صورت شیل‌های



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی ساده شده توده‌های گرانیتوئیدی شبستر (اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه مرند).

و از این نمونه‌ها، شمار ۱۱۰ مقطع نازک میکروسکوپی برای مطالعه‌های سنگ‌نگاری تهیه شد. در مرحله بعد، تعداد ۲۰ نمونه برای انجام تجزیه زمین‌شیمیایی به روش سنگ کل به آزمایشگاه ACME در کشور کانادا فرستاده شدند. تجزیه اکسید عنصرهای اصلی به روش ذوب لیتیم بورات

مواد و روش‌ها

به‌طور کلی، انجام این پژوهش شامل دو مرحله بازدیدهای صحرائی و بررسی‌های آزمایشگاهی است. در بررسی‌های نخستین و بازدیدهای صحرائی، شمار ۱۵۰ نمونه سنگی از توده‌های آذرین درونی (گرانیتوئیدی) شبستر برداشته شد

آشکارسازی این عنصرها، بسته به نوع عنصر، از نزدیک به ۱ ppm تا ۱۰ ppm متغیر بوده است (جدول ۱).

بررسی صحرایی و سنگ‌نگاری

ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری در توده‌های گرانیتوئیدی شبستر، از قبیل رنگ، بافت و ترکیب سنگ‌شناسی نسبتاً یکسان و مشابه هستند. این سنگ‌ها به رنگ سرخ گوشتی یا صورتی در منطقه رخنمون دارند (شکل ۲ الف) و بیشتر به صورت سنگ‌های دانه‌ای متوسط تا درشت‌دانه هستند که با دایک‌های مافیک قطع شده‌اند (شکل ۲ ب).



شکل ۲: نمونه دستی (الف) و دایک مافیک درون گرانیتوئیدهای شبستر (ب).

بافت غالب آنها دانه‌ای هم‌بعد تا ناهم‌بعد است که حاوی فنوکریستال‌های ارتوکلاز هستند و در متنی از کانی‌های کوارتز، اورتوکلاز و پلاژیوکلاز قرار گرفته‌اند. فنوکریستال‌های اورتوکلاز دارای ماکل کارلسباد، بافت پرتیتی و گرانوفیری حاصل از هم‌رشدی کوارتز و اورتوکلاز قابل مشاهده‌اند. در این سنگ‌ها به ندرت می‌توان کانی‌های مافیک بیوتیت و هورنبلند یافت و بیشتر دارای اکسید آهن هستند که بین کانی‌های اصلی پراکندگی دارند. کانی‌های فرعی در این نمونه‌ها بیشتر شامل آپاتیت، زیرکن، اسفن و اکسیدهای آهن، و کانی‌های آکسسور بیشتر شامل کلریت و کلسیت هستند. بیشتر فنوکریست‌های ارتوکلاز و پلاژیوکلاز در اثر دگرسانی تبدیل به کائولینیت و سریسیت شده، به صورت مات و ابری دیده می‌شوند (شکل ۳). این سنگ‌ها را با توجه به ترکیب کانی‌شناسی و بافت به دو گروه پرتیت‌گرانیت و الکالی‌فلدسپارگرانیت تقسیم می‌شوند (Chappell 1982; Le Maitre, 1989; Eby, 1990; Katzir et al, 2006). براساس رده‌بندی مدال (Streckeisen, 1974)، این سنگ‌ها از نوع الکالی‌فلدسپار گرانیت هستند.

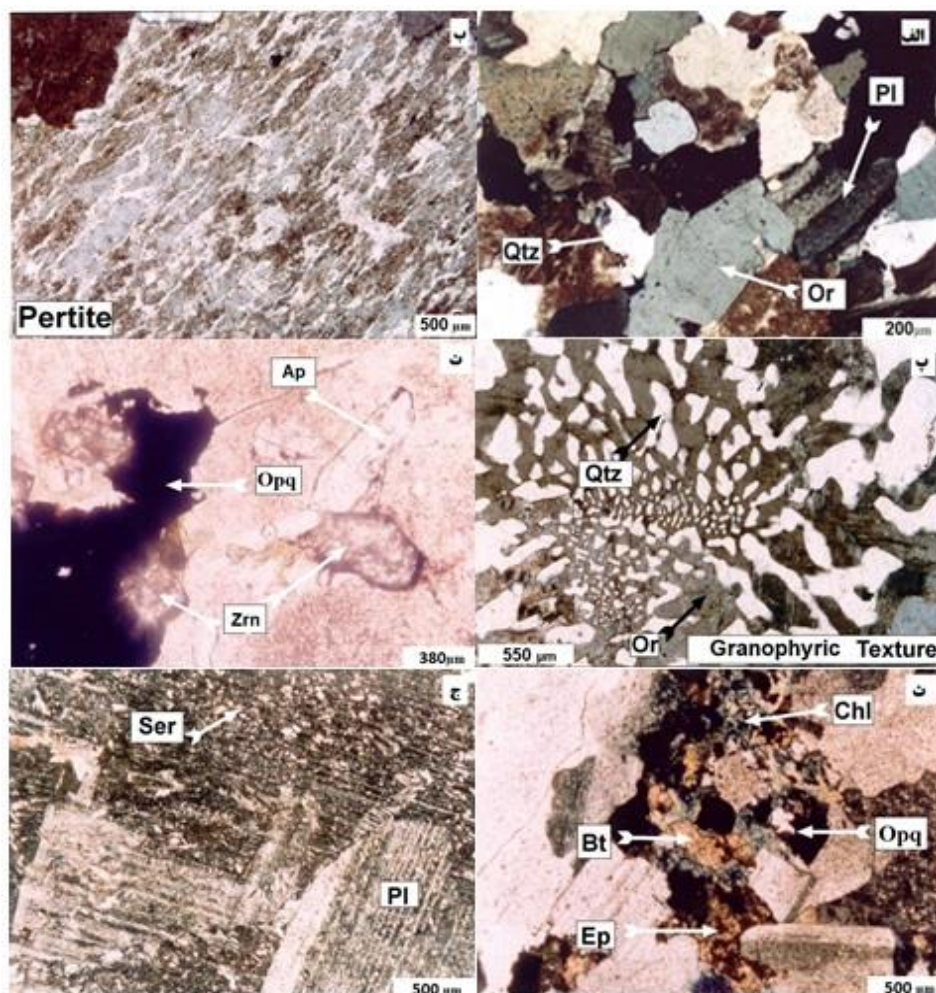
بیوتیت‌های قهوه‌ای به صورت پولک‌های بدون شکل در این مقاطع دیده می‌شوند که از نوع بیوتیت‌های غنی از آهن و فقیر از منیزیم با ترکیب سیدروفیلیت هستند که گاهی با اکسیدها و میکاهای ثانویه، با ترکیب حدواسط بین بیوتیت و مسکوویت جایگزین شده‌اند (Ahankoob et al, 2012). (شکل ۳ ت و ث). براساس رده‌بندی کاتیونی (شکل ۴ الف)، (De La Roche et al, 1980) نمونه‌های مورد بررسی در گستره گرانیت قلیایی قرار دارند که با ویژگی‌های کانی‌شناسی و سنگی توده هماهنگ است، در نمودار شاخص آلومینیم (Shand, 1943) که در آن معیار شاخص ASI= 1 است، این سنگ‌ها تقریباً در مرز سه‌تایی قرار می‌گیرند، و با استفاده از شاخص ASI: 1.1 اکتباس از (Chappell and White, 1992) غالب نمونه‌ها در محدوده پرآلمین قرار می‌گیرند (شکل ۴ ب). در واقع این سنگ‌ها گرانیت‌های پرآلمینوس تا مت‌آلمینوس هستند که مونوزوگرانیت‌های فقیر از CaO و غنی از FeO نسبت به MgO، با نسبت بالای FeO/ (FeO + MgO) را در بر می‌گیرند. برای سنگ‌های پلوتونیک و سنگ‌های متعلق به

(Lithium Borate Fusion) و طیف‌سنج نشری پلاسما جفتیده القایی (ICP-ES) انجام شد. در این روش، مقدار اکسیدهای عنصرهای اصلی بر پایه درصد وزنی اندازه‌گیری می‌شود. دقت اندازه‌گیری برای عنصرهای اصلی در این روش $\pm 0.1\%$ درصد وزنی بوده است. همچنین، در این روش، میزان مواد فرار به صورت L.O.I. با دقت $\pm 0.1\%$ درصد اندازه‌گیری شد. برای اندازه‌گیری مقدار عنصرهای فرعی و کمیاب از روش ذوب لیتیم بورات و طیف‌سنج جرمی پلاسما جفتیده القایی (ICP-MS) بهره گرفته شده است. در این روش، مقدار عنصرهای فرعی و خاکی کمیاب بر پایه ppm یا بخش در میلیون اندازه‌گیری شده‌اند. آستانه

بافت غالب آنها دانه‌ای هم‌بعد تا ناهم‌بعد است که حاوی فنوکریستال‌های ارتوکلاز هستند و در متنی از کانی‌های کوارتز، اورتوکلاز و پلاژیوکلاز قرار گرفته‌اند. فنوکریستال‌های اورتوکلاز دارای ماکل کارلسباد، بافت پرتیتی و گرانوفیری حاصل از هم‌رشدی کوارتز و اورتوکلاز قابل مشاهده‌اند. در این سنگ‌ها به ندرت می‌توان کانی‌های مافیک بیوتیت و هورنبلند یافت و بیشتر دارای اکسید آهن هستند که بین کانی‌های اصلی پراکندگی دارند. کانی‌های فرعی در این نمونه‌ها بیشتر شامل آپاتیت، زیرکن، اسفن و اکسیدهای آهن، و کانی‌های آکسسور بیشتر شامل کلریت و کلسیت هستند. بیشتر فنوکریست‌های ارتوکلاز و پلاژیوکلاز در اثر دگرسانی تبدیل به کائولینیت و سریسیت شده، به صورت مات و ابری دیده می‌شوند (شکل ۳). این سنگ‌ها را با توجه به ترکیب کانی‌شناسی و بافت به دو گروه پرتیت‌گرانیت و الکالی‌فلدسپارگرانیت تقسیم می‌شوند (Chappell 1982; Le Maitre, 1989; Eby, 1990; Katzir et al, 2006). براساس رده‌بندی مدال (Streckeisen, 1974)، این سنگ‌ها از نوع الکالی‌فلدسپار گرانیت هستند.

$Fe_2O_3 = (FeOt - FeO) / 0.9$ و $Fe = (K.FeO) / (0.1K + 0.9)$ استفاده می‌شود. اما اگر آهن به صورت $Fe_2O_3^t$ ارائه شده باشد، از فرمول‌های $FeO = (K.Fe_2O_3^t) / (0.1K + 1)$ و $Fe_2O_3 = Fe_2O_3^t - 1.1FeO$ استفاده می‌شود.

مجموعه‌های افیولیتی از روش لومتر (Le Maitre, 1976) به منظور تفکیک اکسید آهن فرو (FeO) و فریک (Fe_2O_3) استفاده می‌شود. براساس این روش هنگامی که در روش آنالیز آهن به صورت FeO^t ارائه شود از فرمول



شکل ۳: تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های گرانیتوئیدی شبستر: الف: بافت دانه‌ای، ب: پرتیت، پ: بافت گرانوفیری، ت: زیرکن و آپاتیت، ث: کلریت‌های ناشی از دگرسانی بیوتیت، ج: پلاژیوکلازهای سرسیسته شده، PPL. علائم اختصاری کانی‌ها شامل: PI: پلاژیوکلاز، Or: ارتوکلاز، Qtz: کوارتز، Ap: آپاتیت، Zrn: زیرکن، Ser: سرسیست، Chl: کلریت، Bt: بیوتیت، Ep: اپیدوت، Opq: کانی اوپاک، (Whitney and Evans, 2010).

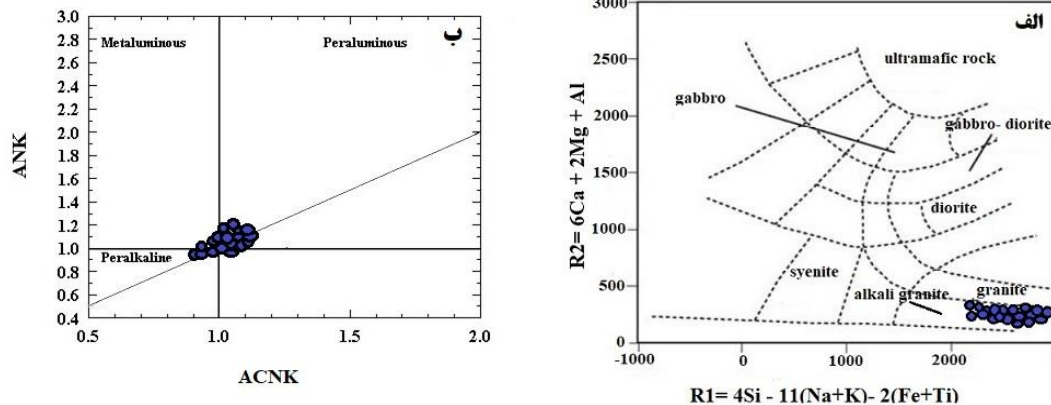
جدول ۱: داده‌های عنصرهای اصلی (بر پایه Wt.% به روش ICP-ES و عنصرهای فرعی و خاکی کمیاب (بر پایه ppm) به دست آمده از آنالیز زمین‌شیمیایی سنگ‌های گرانیتوئیدی شبستر به روش ICP-MS.

| Sample No. | No-G ₁ | No-G ₂ | No-G ₃ | No-G ₄ | No-G ₅ | No-G ₆ | No-G ₇ | No-G ₈ | No-G ₉ | No-G ₁₀ |
|---------------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|--------------------|
| SiO ₂ | 77.4 | 77.5 | 77.2 | 76.3 | 75.9 | 75.6 | 76.8 | 76.2 | 77.3 | 77.5 |
| TiO ₂ | 0.05 | 0.07 | 0.17 | 0.15 | 0.06 | 0.08 | 0.12 | 0.16 | 0.13 | 0.11 |
| Al ₂ O ₃ | 12.1 | 12.2 | 11.7 | 11.9 | 11.8 | 12.15 | 12 | 12.2 | 11.5 | 12.1 |
| Fe ₂ O _{3t} | 1.2 | 1.03 | 1.41 | 1.32 | 1.15 | 0.98 | 1.04 | 1.38 | 1.35 | 0.96 |
| MnO | 0.01 | 0.01 | <0.01 | 0.01 | 0.01 | <0.01 | 0.01 | <0.01 | 0.01 | 0.01 |
| MgO | 0.05 | 0.06 | 0.04 | 0.25 | 0.17 | 0.04 | 0.04 | 0.17 | 0.12 | 0.06 |
| CaO | 0.45 | 0.31 | 0.35 | 0.7 | 0.54 | 0.38 | 0.32 | 0.42 | 0.35 | 0.38 |
| Na ₂ O | 3.6 | 3.31 | 3.25 | 3.65 | 3.95 | 3.41 | 3.62 | 3.38 | 3.22 | 3.38 |
| K ₂ O | 4.28 | 4.71 | 4.21 | 4.35 | 4.52 | 5.44 | 5.12 | 5.15 | 5.16 | 4.87 |
| P ₂ O ₅ | <0.01 | <0.01 | <0.01 | 0.01 | <0.01 | <0.01 | 0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.03 |

| | | | | | | | | | | |
|-------|-------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| L.O.I | 0.78 | 0.67 | 1.1 | 1.17 | 1.2 | 0.98 | 0.62 | 0.5 | 0.8 | 0.5 |
| Total | 99.94 | 99.9 | 99.48 | 99.83 | 99.33 | 99.45 | 99.73 | 99.6 | 99.97 | 99.91 |
| La | 41.5 | 45.8 | 82.1 | 62.4 | 54.9 | 61.2 | 76.7 | 53.1 | 54 | 42 |
| Ce | 83 | 89 | 154 | 120 | 109 | 107 | 136 | 109 | 107 | 70 |
| Pr | 9.67 | 10.8 | 18.25 | 13.26 | 12.23 | 13.75 | 16.04 | 12.25 | 12 | 9.1 |
| Nd | 32.5 | 37.1 | 60.1 | 43.2 | 38.5 | 47 | 52.1 | 43.1 | 41.1 | 30.2 |
| Sm | 8.02 | 7.74 | 10.5 | 9.21 | 9.07 | 10.2 | 9.42 | 9.12 | 8.85 | 7.09 |
| Eu | 0.17 | 0.18 | 0.6 | 0.23 | 0.19 | 0.20 | 0.22 | 0.3 | 0.24 | 0.19 |
| Gd | 9.5 | 9.4 | 11.01 | 9.58 | 9.75 | 9.55 | 9.32 | 9.57 | 8.42 | 6.36 |
| Tb | 1.74 | 1.32 | 1.62 | 1.72 | 1.85 | 1.62 | 1.32 | 1.65 | 1.42 | 1.06 |
| Dy | 11.5 | 7.45 | 8.62 | 10.55 | 12 | 8.55 | 7.35 | 9.85 | 8.56 | 6.21 |
| Ho | 2.2 | 1.59 | 1.84 | 2.22 | 2.52 | 1.58 | 1.35 | 2.12 | 1.71 | 1.21 |
| Er | 7.11 | 4.36 | 5.4 | 7.2 | 7.85 | 4.23 | 3.55 | 5.84 | 5.12 | 3.21 |
| Tm | 1.12 | 0.65 | 0.78 | 0.95 | 1.23 | 0.74 | 0.52 | 0.85 | 0.79 | 0.51 |
| Yb | 7.69 | 4.26 | 5.12 | 6.59 | 7.85 | 5.27 | 4.1 | 5.74 | 5.21 | 4.23 |
| Lu | 1.1 | 0.52 | 0.74 | 0.95 | 1.21 | 0.75 | 0.6 | 0.75 | 0.72 | 0.55 |
| Ba | 22.5 | 27.4 | 140.5 | 45.2 | 35.6 | 26.6 | 24.3 | 85.5 | 76.3 | 35.6 |
| Ga | 24.7 | 22.3 | 21.5 | 25 | 26.2 | 24.5 | 22.3 | 22.7 | 21.1 | 21.2 |
| Hf | 14 | 16 | 17 | 16 | 15 | 18 | 16 | 19 | 18 | 16 |
| Nb | 44.8 | 26.2 | 34.3 | 43.1 | 45.2 | 32.1 | 18.1 | 29.1 | 32.1 | 24.2 |
| Pb | 25 | 12 | 15 | 14 | 13 | 15 | 16 | 20 | 9 | 17 |
| Rb | 292 | 205 | 233 | 268 | 256 | 231 | 210 | 229 | 231 | 212 |
| Sn | 11 | 7 | 10 | 12 | 9 | 7 | 6 | 7 | 6 | 6 |
| Sr | 10 | 13 | 24.5 | 19.1 | 12.2 | 10.2 | 10.8 | 18 | 14.2 | 16.2 |
| Ta | 4.8 | 3.5 | 2.8 | 4.5 | 5.3 | 5.4 | 2.2 | 2.7 | 2.8 | 3.2 |
| Th | 42.3 | 35.2 | 32.1 | 45 | 13.1 | 45.1 | 32.3 | 31.1 | 33.2 | 28.1 |
| Y | 62.1 | 44.2 | 50.1 | 62.2 | 67.2 | 52 | 40.2 | 52.1 | 47.8 | 33.1 |
| Zr | 256 | 223 | 201 | 236 | 265 | 290 | 263 | 293 | 235 | 220 |

ادامه جدول ۱: داده‌های عنصرهای اصلی (بر پایه Wt.% به روش ICP-ES و عنصرهای فرعی و خاکی کمیاب (بر پایه ppm) به دست آمده از آنالیز زمین‌شیمیایی سنگ‌های گرانیتوئیدی شبستر به روش ICP-MS.

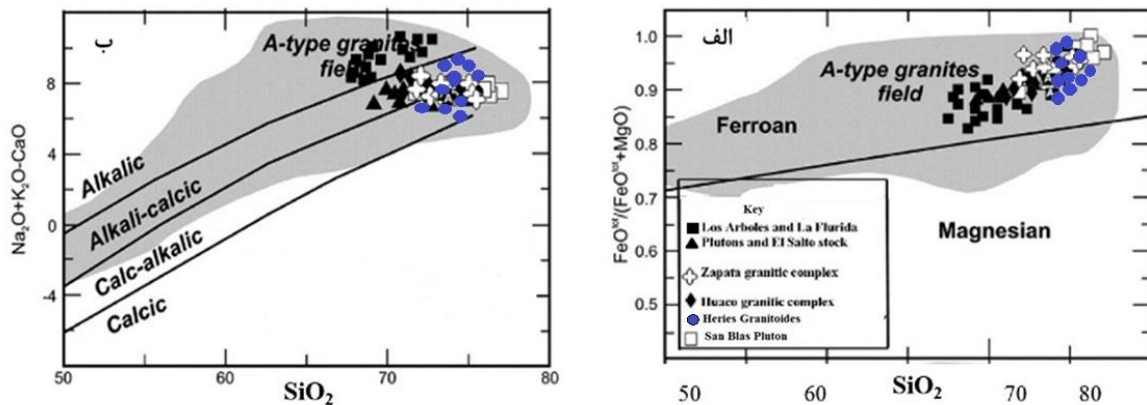
| Sample No. | No-G ₁₁ | No-G ₁₂ | No-G ₁₃ | No-G ₁₄ | No-G ₁₅ | No-G ₁₆ | No-G ₁₇ | No-G ₁₈ | No-G ₁₉ | No-G ₂₀ |
|---------------------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|--------------------|
| SiO ₂ | 77.19 | 77.6 | 76.22 | 77.44 | 76.37 | 77.84 | 77.86 | 77.04 | 76.16 | 76.84 |
| TiO ₂ | 0.17 | 0.14 | 0.25 | 0.19 | 0.25 | 0.07 | 0.1 | 0.13 | 0.18 | 0.10 |
| Al ₂ O ₃ | 12.1 | 12.3 | 12.25 | 11.98 | 12.05 | 11.89 | 11.78 | 12.1 | 12.4 | 11.84 |
| Fe ₂ O _{3t} | 1.35 | 0.95 | 1.69 | 1.47 | 2.13 | 1.05 | 0.98 | 1.32 | 1.5 | 1.22 |
| MnO | <0.01 | 0.01 | 0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 |
| MgO | 0.01 | 0.01 | 0.12 | 0.02 | 0.69 | 0.01 | 0.27 | 0.09 | 0.16 | 0.05 |
| CaO | 0.35 | 0.08 | 0.83 | 0.39 | 0.14 | 0.34 | 0.41 | 0.46 | 0.33 | 0.32 |
| Na ₂ O | 2.68 | 3.04 | 2.65 | 2.68 | 2.98 | 3.01 | 2.43 | 2.45 | 2.69 | 2.79 |
| K ₂ O | 5.66 | 5.31 | 5.27 | 5.13 | 4.88 | 5.19 | 5.82 | 5.53 | 5.92 | 5.06 |
| P ₂ O ₅ | <0.01 | <0.01 | <0.01 | 0.01 | 0.01 | <0.01 | <0.01 | <0.01 | 0.01 | <0.01 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.01 |
| L.O.I | 0.63 | 0.60 | 1.15 | 1.01 | 0.74 | 0.68 | 0.74 | 0.81 | 0.54 | 1.22 |
| Total | 99.68 | 99.64 | 99.68 | 99.72 | 99.64 | 99.74 | 99.43 | 99.49 | 99.51 | 98.84 |
| La | 39.5 | 44.7 | 75.1 | 56.2 | 63.4 | 61.2 | 75.7 | 54.2 | 53.5 | 44.2 |
| Ce | 101 | 182 | 30 | 159 | 143 | 74 | 96 | 107 | 117 | 132 |
| Pr | 9.72 | 9.38 | 16.54 | 12.26 | 11.24 | 14.55 | 15.11 | 13.12 | 10.36 | 10.14 |
| Nd | 31.4 | 36.2 | 55.2 | 44.3 | 39.1 | 46.5 | 51.3 | 46.2 | 41.5 | 32.6 |
| Sm | 9.03 | 6.75 | 11.2 | 10.23 | 11.07 | 10.3 | 10.24 | 9.14 | 9.1 | 8.02 |
| Eu | 0.17 | 0.16 | 0.19 | 0.21 | 0.23 | 0.18 | 0.30 | 0.26 | 0.22 | 0.19 |
| Gd | 10.1 | 9.8 | 10.92 | 10.01 | 9.65 | 9.32 | 9.85 | 10.21 | 9.42 | 7.23 |
| Tb | 1.65 | 1.41 | 1.57 | 1.68 | 1.82 | 1.56 | 1.42 | 1.56 | 1.51 | 1.02 |
| Dy | 10.6 | 8.25 | 9.21 | 9.23 | 11.02 | 8.45 | 7.36 | 10.54 | 9.02 | 7.36 |
| Ho | 2.5 | 2.11 | 1.82 | 2.32 | 2.21 | 1.68 | 2.69 | 1.85 | 2.21 | 1.71 |
| Er | 6.85 | 3.59 | 6.1 | 7.9 | 7.57 | 4.56 | 4.25 | 6.12 | 5.47 | 4.29 |
| Tm | 0.87 | 0.75 | 0.68 | 0.85 | 1.33 | 0.84 | 0.62 | 0.75 | 0.69 | 0.61 |
| Yb | 6.68 | 5.26 | 4.14 | 6.49 | 8.85 | 4.27 | 4.5 | 5.64 | 6.21 | 4.33 |
| Lu | 1.3 | 0.42 | 0.64 | 0.85 | 1.31 | 0.65 | 0.7 | 0.65 | 0.52 | 0.65 |
| Ba | 61 | 61 | 145 | 79 | 207 | 58 | 42 | 60 | 161 | 27 |
| Ga | 19 | 24 | 18 | 16 | 15 | 14 | 18 | 19 | 20 | 15 |
| Hf | 16 | 19 | 24 | 20 | 15 | 18 | 23 | 15 | 16 | 19 |
| Nb | 16 | 31 | 18 | 23 | 22 | 27 | 20 | 21 | 25 | 17 |
| Pb | 32 | 17 | 17 | 18 | 25 | 32 | 19 | 39 | 26 | 22 |
| Rb | 217 | 206 | 237 | 203 | 235 | 201 | 294 | 211 | 288 | 205 |
| Sn | 12 | 6 | 11 | 13 | 8 | 7 | 6 | 8 | 6 | 7 |
| Sr | 18 | 24 | 29 | 29 | 39 | 14 | 33 | 19 | 28 | 19 |
| Ta | 4.7 | 3.6 | 3.8 | 4.2 | 6.1 | 5.2 | 3.2 | 2.8 | 2.9 | 2.9 |
| Th | 26 | 40 | 29 | 31 | 12 | 29 | 22 | 34 | 22 | 30 |
| Y | 37 | 40 | 36 | 37 | 29 | 38 | 26 | 39 | 33 | 38 |
| Zr | 241 | 195 | 280 | 246 | 228 | 245 | 150 | 136 | 236 | 126 |



شکل ۴: رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی بر اساس: الف: (De La Roche et al, 1980) و ب: (Shand, 1943)

بلاس و اوس اربولوس در آرژانتین (Landenberger and King et al, 2001; Frost et al, 1996)، هستند (Collins, 1996). (2002)

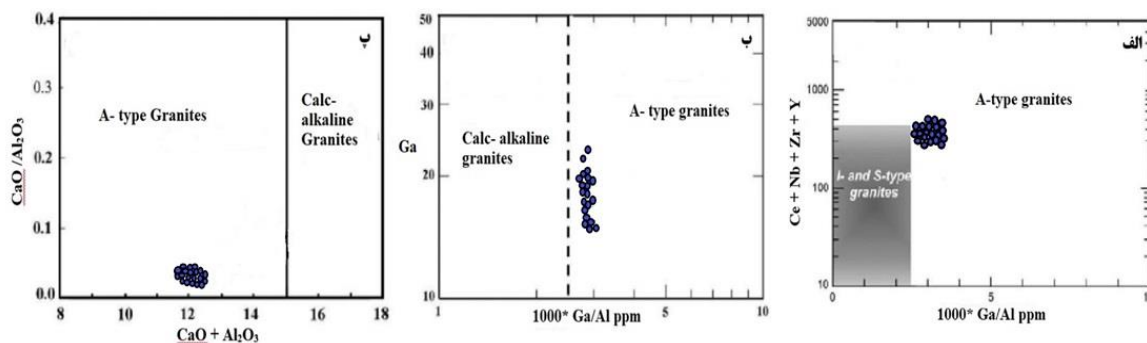
این سنگ‌ها در نمودارهای $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ (شکل ۶ الف) و $\text{FeO}^{II} / (\text{FeO}^{II} + \text{MgO})$ (شکل ۵ ب) نسبت به SiO_2 ، دارای روند قلیایی-کلسیک و آهن‌دار، مشابه گرانیت‌های نوع A بررسی شده در زاپاتا، هم سن



شکل ۵: موقعیت گرانیت‌های مطالعه شده در الف: نمودار طبقه‌بندی (Bonin, 2007) $\text{FeO}^{II} / (\text{FeO}^{II} + \text{MgO})$ در مقابل SiO_2 ، و ب: $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ در مقابل SiO_2 نمونه‌ها در قلمرو گرانیت‌های نوع A کالک-آلکان قرار می‌گیرند. داده‌های شاهد اقتباس از (Landenberger and Collins, 1996).

می‌گیرند (شکل ۶ الف). در نمودار Ga نسبت به 10,000 Ga/Al (King et al, 2001)، سنگ‌های بررسی شده در محدوده گرانیت‌های نوع A قرار دارند (شکل ۶ ب)، همچنین نمودار نسبت $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ به $\text{CaO} + \text{Al}_2\text{O}_3$ (Shand, 1943; Konopelko et al, 2007) مطلب یاد شده را تایید می‌کند (شکل ۶ پ).

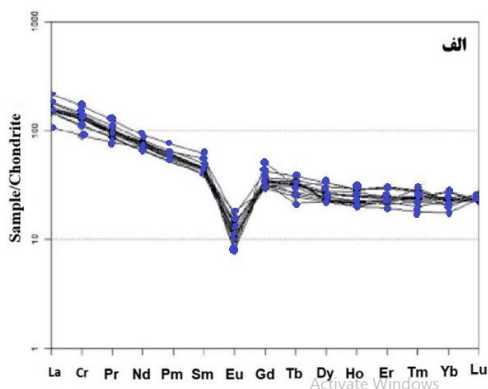
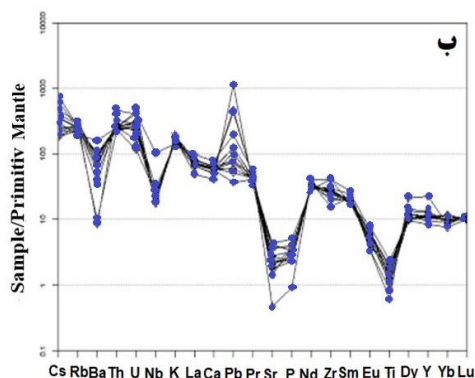
این سنگ‌ها دارای نسبت $\text{NK}/\text{A} > 1$ ، $\text{A}/\text{CNK} < 1$ ، مقادیر بالای $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ و مقادیر پایین Al_2O_3 ، MgO و CaO هستند که فوق اشباع از سیلیس با ۲۰-۳۰٪ کوارتز نورماتیو هستند. در نمودار تفکیک گرانیت‌ها براساس Ce (Frost et al, 2001)، $\text{Nb} + \text{Zr} + \text{Y}$ نسبت به $10,000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ ، نمونه‌های بررسی شده در محدوده نوع A قرار



شکل ۶: الف: در نمودار جدایشی گرانیتهای $Ce + Nb + Zr + Y$ نسبت به $10,000 \times Ga/Al$ ، نمونه‌های بررسی شده در قلمرو نوع A قرار می‌گیرند (Frost et al, 2001)، ب: نمودار Ga نسبت به $10,000 \times Ga/Al$ نشان می‌دهد ترکیب نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو گرانیتهای نوع A است (King et al, 2001)، پ: در نمودار CaO/Al_2O_3 نسبت به $CaO + Al_2O_3$ نمونه‌ها در قلمرو نوع A قرار می‌گیرند (Shand, 1943; Konopelko et al, 2007).

(شکل ۷ الف). همچنین در نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، گرانیتهای مورد بررسی دارای تهی‌شدگی از Ba, Sr, Ti و Nb غنی‌شدگی از Rb و Th هستند (شکل ۷ ب)، (Sun and McDonough, 1989; Patino Douce, 1998).

بی‌هنجاری منفی Eu و نسبت بالای Ga/Al در نمونه‌های مورد بررسی نشانگر حضور پلاژیوکلاز در خاستگاه و یا جدایش پلاژیوکلاز در طول تبلور ماگمای تشکیل دهنده است (Torkian and Niknazar, 2020; Dahlquist et al, 2010). همچنین محتوای $REEs$ نمونه‌ها در نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت، بی‌هنجاری منفی Eu نشان می‌دهد



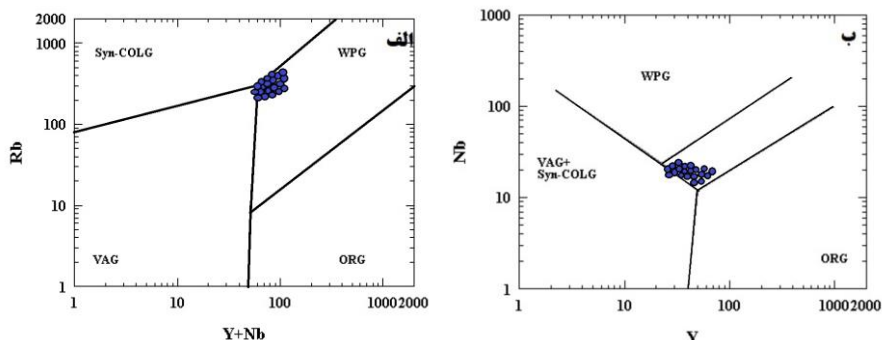
شکل ۷: الف: نمودار تغییرات فراوانی (عنکبوتی) REE بهنجار شده نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989). ب: نمودار تغییرات فراوانی عناصر اصلی و کمیاب گرانیتهای مورد بررسی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989).

(Khalaji et al, 2014). گرانیتهای تشکیل شده در این دو محیط رفتار ژئوشیمیایی متفاوتی دارند به طوری که در نمودارهای چند عنصری بهنجار شده نسبت به ORG (Pearce et al, 1984)، نسبت به هم تمیز داده می‌شوند. در گرانیتهای وابسته به محیطهای کششی پس از برخورد، Ba بهنجاری منفی بیشتری را نسبت به گرانیتهای وابسته به کشش‌های ریفتی نشان می‌دهد و مقادیر Zr, Ta, Nb و Yb در گرانیتهای پس از برخورد تا

بحث و نتایج

براساس بررسی‌های ژئوشیمیایی، گرانیتهای مورد بررسی از نوع گرانیتهای A هستند. این گرانیتهای برخلاف انواع دیگر گرانیتهای I و S در محیطهای کششی ظاهر می‌شوند (Nabavi, 1979; Mahood and Hildreth, 1983). در این محیطهای کششی می‌توان به دو محیط کششی پس از برخورد و کشش‌های وابسته به تشکیل ریفت اشاره کرد (Ahankoob, 2012, Ahmadi).

فرورانشی تشکیل و برخی ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها مشابه با ویژگی‌های جزایر قوسی است. همچنین استفاده از نمودارهای متمایزکننده زمین‌ساختی (Pearce et al, 1984) نیز همین نتیجه را به دست داده است (شکل ۸).



شکل ۸: نمودارهای تمیز زمین‌ساختی بر اساس عناصر کمیاب (Pearce et al, 1984) برای سنگ‌های گرانیتوئیدی شبستر.

نوع A که در نمودارهای طبقه‌بندی محیط تکتونیکی Pearce (شکل ۹) در محدوده‌ی VAG و در نزدیکی مرز WPG قرار می‌گیرند غنی از Rb, Y, Th, REE و ساب‌سالووس هستند و باید آن‌ها را جزو گرانیتوئیدهای A₂ دسته‌بندی کرد (Bonin, 2007). این نوع از گرانیت‌ها دارای ترکیبی از آثار ژئوشیمیایی پوسته قاره‌ای و جزایر اقیانوسی هستند و تشکیل آن‌ها را در رژیم زمین‌ساختی پس از کوهزایی (Post-Orogenic) در نظر می‌گیرند (Bonin, 2007). شواهد ذکر شده در مورد ویژگی‌های گرانیتوئیدهای A₂ به‌خوبی در نمونه‌های گرانیت مورد مطالعه در این پژوهش قابل مشاهده هستند.

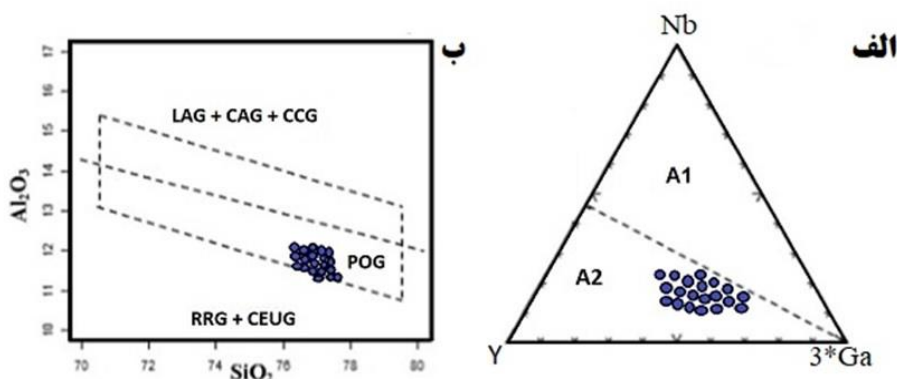
در جدول ۲ برخی از مقادیر میانگین عنصری و نسبت‌های بین عنصری گرانیت‌های نوع A و I (Whalen et al, 1987) با میانگین نمونه‌های گرانیت مورد مطالعه مقایسه شده است. همان‌طور که در جدول ۲ مشاهده می‌شود با اینکه مقداری همپوشانی بین مقادیر گرانیت‌های A و I وجود دارد، اما مقادیر نمونه‌های مورد مطالعه شباهت زیادی به نوع A دارند، به‌ویژه در مقادیر HFSE که تحت‌تأثیر دگرسانی کمتری قرار می‌گیرند (Aliani et al, 2012). ابی (Eby, 1992) گرانیت‌های نوع A را به دو نوع A₁ (در ارتباط با ریفت) و A₂ (در ارتباط با فرورانش) تقسیم کرده است (شکل ۱۰ الف). همچنین آن دسته از گرانیتوئیدهای

جدول ۲: مقایسه بین برخی از مقادیر میانگین نمونه‌های گرانیت مورد مطالعه با برخی از مهم‌ترین مقادیر میانگین گرانیتوئیدهای نوع I و A (Whalen et al, 1987)، میانگین پوسته از ودپوله (Wedepohle, 1995) و گوشته اولیه از مکدانق و سان (McDonough and Sun, 1995).

| | A-type | I-type | Average of continental crust | Numerical range granite in the study area | Average granite in the study area | Primitive Mantle |
|--|---------|--------|------------------------------|---|-----------------------------------|------------------|
| Na ₂ O+K ₂ O (wt%) | 7-11 | 5-8 | 5.6 | 7.46-8.85 | 8.16 | 0.4 |
| FeO _t | >2 | <3 | 6.28 | 1.23-3.20 | 2.21 | 8.0 |
| MgO | <0.5 | >0.5 | 3.7 | 0.4-0.25 | 0.15 | 37.8 |
| FeO _f /MgO | >>4 | >4 | 1.7 | 3.1-12.8 | 7.95 | 0.2 |
| Zr (ppm) | >400 | <250 | 203 | 201-293 | 247 | 10.5 |
| Y | >>25 | <40 | 24 | 33.1-67.2 | 50.2 | 4.3 |
| Zr/Y | >7 | <4 | 8.4 | 3.8-6.64 | 5.22 | 2.4 |
| Nb (ppm) | >>10 | <<30 | 19 | 18.1-45.2 | 31.65 | 0.6 |
| Nb/Y | >0.7 | <<0.7 | 0.7 | 0.45-0.72 | 0.59 | 0.1 |
| La (ppm) | >>30 | 10-30 | 30 | 41.5-82.5 | 61.8 | 0.7 |
| Yb | >>2 | <<3 | 2 | 4.1-7.69 | 5.9 | 0.4 |
| Th (ppm) | >10 | >4 | 8.5 | 13.1-42.3 | 27.7 | 0.07 |
| Th/Yb | 1-15 | >0.3 | 4.2 | 1.7-9 | 5.35 | 0.2 |
| Th/Y | 0.2-1.2 | >0.1 | 0.35 | 0.7-0.85 | 0.78 | 0.01 |
| Ga (ppm) | >18 | <18 | 15 | 21.1-26.2 | 23.65 | 0.4 |

آلکالی‌ها ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) می‌باشند و غنی‌شدگی در عناصر با مقاومت میدانی بالا HFSE و هالوژن‌ها نشان می‌دهند، (Schandle and Gorton, 2002; Petro et al, 1979). به اعتقاد ابی (Eby, 1992) ساز و کارهای متفاوتی می‌تواند در تشکیل گرانیت‌های A_2 دخالت داشته باشد. این گرانیت‌ها می‌توانند توسط سه ساز و کار اصلی در مناطق کششی پس از کوه‌زایی تشکیل شوند. الف) Delamination لیتوسفری (Black, 2001). ب) انتقال همرفتی لیتوسفری (Black, 1993 and Liegeois, 1993). ج) Slab break off (Davies and Liegeois, 1993). این فرآیندها سبب بالآمدگی و تورم آستنوسفری شده که می‌تواند ذوب گردد و در نهایت به ذوب‌شدگی لیتوسفری گوشته‌ای زیرقاره‌ای منجر شود (Lithosphere Subcontinental Mantle (SCML)). براساس نمودارهای ارائه شده در شکل ۹، با استفاده از عناصر Y-Nb-3*Ga ، برای جدایش گرانیت‌های نوع A و تشخیص خاستگاه این نوع گرانیت‌ها، نمونه‌های مورد بررسی در گستره A_2 قرار می‌گیرند (شکل ۱۰ الف) (Eby, 1992, 1990). افزون بر این در نمودار Al_2O_3 نسبت به SiO_2 (Maniar and Piccoli, 1989) نمونه‌ها در در محدوده پس از کوه‌زایی واقع شده‌اند (شکل ۹ ب). بر این اساس داده‌های ژئوشیمیایی و ژئودینامیکی دلالت بر تشکیل این گرانیت‌ها از ذوب‌شدگی پوسته تحتانی در طی فعالیت‌های تکتونیک کششی پس از برخورد صفحات قاره‌ای منتج از بسته‌شدن اقیانوس پالئوتتیس می‌کند.

از ویژگی‌های مهم گرانیت‌های نوع A، شکل‌گیری آن‌ها در محیط‌های کششی است. این نوع محیط‌های کششی یا به کشش‌های درون‌صفحه‌ای وابسته به ریفت و یا به کشش‌های پس از برخورد وابستگی دارند (Nabavi, 1979; Mahood and Hildreth, 1983). هر دو محیط، به‌طور گسترده‌ای با رژیم‌های انبساطی (Chappell and White, 1992) و یا محیط‌هایی که رژیم ترافشاری به تراکشنی تغییر می‌کند، مشخص می‌شوند (Sylvester, 1989). گرانیت‌های نوع A پس از برخورد از کوه‌زایی در منطقه‌های گسترده‌ای همراه با کشش و گسل‌خوردگی دیده می‌شوند (Sylvester, 1989). با توجه به بالا بودن Rb باید پذیرفت که پوسته قاره‌ای در ایجاد ماگمای مولد گرانیت هریس نقش بسزایی داشته است. به عبارتی گرانیت‌های قلیایی نوع A پس از برخورد، به دنبال رویدادهای برخوردی ایجاد می‌شوند و طی جایگیری آنها زمین‌ساخت کششی غالب است (Toulabi Nejad et al, 2021; Khatib et al, 2014). این سنگ‌ها در مقایسه با گرانیت‌های قلیایی غیرکوه‌زایی دارای سهم بیشتری از سازنده‌های پوسته‌ای در خاستگاه خود هستند (Zhao and Zhou, 2007). از طرف دیگر بررسی‌های آزمایشگاهی و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که گرانیت‌های نوع A در دمایی بیش از همانندهای آهکی-قلیایی تشکیل می‌شوند (King et al, 2001) که نشان می‌دهد تبلور جدایشی بالا از یک خاستگاه ماگمایی مافیک نمی‌تواند خاستگاه محتمل برای ژنز گرانیت‌های نوع A باشد. این گرانیت‌ها در اصل شدیداً تحول‌یافته هستند (دارای SiO_2 بالا و ترکیبات تفریق یافته هستند)، غنی از



شکل ۹: الف) در نمودار سه‌تایی Y-Nb-3*Ga ، نمونه‌ها در قلمرو A_2 قرار می‌گیرند (Eby, 1992, 1990). ب) در نمودار Al_2O_3 نسبت به SiO_2 نمونه‌ها در محدوده پس از کوه‌زایی قرار می‌گیرند (Maniar and Piccoli, 1989).

ویژگی پرآلومینوس تا متاآلومینوس ضعیف دارد. بی‌هنجاری منفی Ba، Nb، Ti، Sr و Eu و غنی‌شدگی در LILEs به ویژه Rb و Th نشانگر خاستگاه پوسته‌ای این سنگ‌ها است. گرانیتهای مورد بررسی ویژگی درون‌صفحه‌ای داشته و مقایسه مقادیر میانگین عنصری و نسبت‌های بین عنصری گرانیتهای نوع A و I با میانگین نمونه‌های گرانیتهای مورد مطالعه نشان داد این مقادیر شباهت زیادی به گرانیتهای نوع A دارند، به‌ویژه در مقادیر HFSE که تحت تأثیر دگرسانی کمتری قرار می‌گیرند. بنابراین توده گرانیتوئیدی شبستر از نوع گرانیتهای درون‌صفحه‌ای نوع A است که با توجه به تهی‌شدگی از Nb به گروه A₂ وابسته است. به عبارتی به احتمال زیاد گرانیتهای قلیایی نوع A پس از برخورد، در این منطقه به دنبال رویدادهای برخوردی ایجاد شده و طی جایگیری آنها زمین‌ساخت کشتی غالب بوده است. نمودار REE این گرانیتهای نشان می‌دهد که توده گرانیتوئیدی شبستر از یک خاستگاه جدایش دارای پلاژیوکلاز حاصل شده است و یا پلاژیوکلاز در طول روند تکاملی از ماگمای تشکیل دهنده جدا شده است، به طوری که احتمالاً در اثر ذوب بخشی پوسته تحتانی با ترکیب تونالیتی-گرانودیوریتی ایجاد شده است.

سپاسگزاری

نویسنده این مقاله از هیچ سازمان یا ارگانی کمک مالی دریافت نکرده است.

بررسی‌های اخیر نشان می‌دهد که ماگماهای نوع A در نتیجه ذوب سنگ مادر تونالیتی-گرانودیوریتی در فشار کم به وجود می‌آیند (Patino Douce, 1997). به نظر می‌رسد این، مدل ژنتیکی قابل قبول برای گرانیتوئیدهای شبستر باشد. این مدل تهی‌شدگی Ba و Sr که از ویژگی‌های گرانیتهای نوع A است را به خوبی توجیه می‌کند (Ghoreishvandi et al, 2019). در فشار ۴ کیلوبار و ذوب بخشی ۲۰ تا ۴۰ درصد، پلاژیوکلاز و ارتوپروکسن، فازهای باقیمانده از ذوب سنگ مادر آذرین هوربلنددار است. تبلور گسترده پلاژیوکلاز در طول مراحل جدایش، تهی‌شدگی می‌شود. گذشته از این، تبلور پلاژیوکلاز موجب غنی‌شدگی Ga نسبت به Al و در نتیجه بالا رفتن نسبت Ga/Al در گدازه‌های گرانیتی نوع A می‌شود (Malvin and Drake, 1987). بنابراین سنگ‌های توده‌های گرانیتوئیدی شبستر، حاصل ذوب بخشی پوسته‌ی تحتانی با ترکیب تونالیتی-گرانودیوریتی است.

نتیجه‌گیری

با توجه به شواهد صحرایی، پتروگرافی، زمین‌شیمیایی و نمودارهای تمایز ساختگاه تکتونیکی، توده گرانیتوئیدی شبستر، آکالی‌فلدسپار گرانیتهای این سنگ‌ها با سازند پرمین پوشیده شده و سازند سلطانیه با آن تبلور دوباره یافته است. بنابراین سن نسبی آن‌ها به پس از کامبرین و پیش از پرمین نسبت داده می‌شود. توده گرانیتوئیدی شبستر براساس شاخص اشباع از آلومین،

References

- Abdel Rahman, A.M., 2006. Petrogenesis of anorogenic peralkaline granitic complexes from eastern Egypt. *Mineralogical Magazine*, v. 70(1), p. 27-50.
<https://doi.org/10.1180/0026461067010311>
- Advay, M., Jahangiri, A., Mojtahedi, M. and Ghalamghash, J., 2010. Petrology and Geochemistry of Shah Ashan Dagh Mafic Rocks and A-type Granite in NE of Khoy, NW Iran. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, v. 20(77), p. 83-90. (In Persian with English abstract)
<http://dx.doi.org/10.22071/gsj.2010.55342>
- Aghanabati, A., 2004. *The Geology of Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran, 586 p (In Persian).
- Ahankoub, M., 2011. Petrogenesis and geochemistry of granitoids east of Mishov Mountains, northwest of Iran. PhD Thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran, 120 p (in Persian).
- Ahankoub, M., Jahangiri, A. and Moayyed, M., 2012. Study of the effect of tetrad on the pattern of rare earth elements in the A-Type Mishu granitoid assemblage in northwestern Iran. *Iranian Journal of Petrology*, v. 3(10), p. 65-78. (In Persian with English abstract) Retrieved January 2, 2022 from https://ijp.ui.ac.ir/article_16099.html

- Aliani, F., Maanijou, M. and Miri, M., 2012. Petrology of the Tekyeh-Bala area granite veins (northeast of Sonqor), some evidences for A₂-type granitoids, Iranian Journal of Petrology, v. 3(9), p. 1-16 (In Persian with English abstract) Retrieved January 2, 2022 from https://ijp.ui.ac.ir/article_16091.html
- Amini, S., Ravankhah, A. and Moayed, M., 2007. Petrology and lithogenesis of igneous masses of Divan Daghi - Qara Goz, North Marand (East Azerbaijan). Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, v. 16(2), p. 249-264 (In Persian with English abstract) Retrieved January 2, 2022 from <https://ijcm.ir/article-1-637-en.html>
- Asadian, O., Mirzaee, A.R., Mohajjel, M. and Hadjialilu, B., 1994. Geological map of Marand. scale 1:100000 Geological Survey of Iran (In Persian).
- Asadpour, M., Pourmoafi, S.M. and Heuss, S., 2013. Geochemistry, petrology and U-Pb geochronology of Ghazan mafic-ultramafic intrusion, NW Iran. Iranian Journal of Petrology, v. 4(14), p. 1-16 (In Persian with English abstract) Retrieved January 2, 2022 from https://ijp.ui.ac.ir/article_16134.html?lang=en
- Bailey, D.K., 1974. Continental rifting and alkaline magmatism in the alkaline rocks, John Wiley and Sons, New York, 148 p.
- Black, R. and Liegeois, J.P., 1993. Cratons, Mobile belts, Alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. Journal of the Geological Society, 150(8): 89-98. Retrieved January 2, 2022 from <http://www.mantleplumes.org/WebDocuments/Black1993.pdf>
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh, v. 83(1-2), p. 1-26. <https://doi.org/10.1017/S0263593300007720>
- Clemens, J.D., Holloway, J.R. and White, A.R., 1986. Origin of A-type granites: experimental constraints. American Mineralogist, v. 71, p. 317-324. Retrieved January 2, 2022 from http://www.minsocam.org/ammin/AM71/AM71_317.pdf
- Creaser, R.A., Price, R.C. and Wormold, R.J., 1991. A-type granite revised: assessment of residual source model. Geology, v. 19(2), p. 163-166. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0163:ATGRAO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0163:ATGRAO>2.3.CO;2)
- Dahlquist, J., Pablo, H., Alasino, M., Eby, G.N., Galindo, C. and Casquet, C., 2010. Fault controlled Carboniferous A-type magmatism in the proto-Andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina), geochemical constraints and petrogenesis. Lithos, v. 115(1-4), p. 65-81. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.11.006>
- Davies, H.J. and Von Blanckenburg, F., 1995. Slab break off: a model of lithospheric detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. Earth and Planetary Science Letters, v. 129(1-4), p. 85-102. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)00237-S](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)00237-S)
- Delavari, M., Arab Asadi, F. and Mohammadi, A., 2019. Paleozoic magmatism in the southwest of Julfa (northwestern Iran): geochemical characteristics, U-Pb dating and tectonic setting. Iranian Journal of Petrology, v. 10(2), p. 99-120 (In Persian with English abstract) Retrieved January 2, 2022 from https://ijp.ui.ac.ir/article_24169.html
- Eby, G.N., 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. Lithos, v. 26(1-2), p. 115-134. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(90\)90043-Z](https://doi.org/10.1016/0024-4937(90)90043-Z)
- Eby, G.N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. Geology, v. 20(7), p. 641-644. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0641:CSOTAT>2.3.CO;2)
- Eftekharnajad, J., Ghorashi, M., Mehr Parto, M., Arshadi, S., Zohreh Bakhsh, A., Bloorchi, M.H. and Saeedi, A., 1991. Geological map of Tabriz-Poldasht. Scale 1: 250,000. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran (In Persian).
- Fazlnia, A., 2017. Tectonomagmatic setting of the Siahbaz A-type granitoids and mafic intrusions (Northwest of Khoy). Iranian Journal of Petrology, v. 8(30), p. 31-54 (In Persian with English abstract) https://ijp.ui.ac.ir/article_21948.html
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. and Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. Journal of Petrology, v. 42(11), p. 2033-2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Frost, C.D., Frost, B.R., Bell, J.M. and Chamberlain, K.R., 2002. The relationship between A-type granites and residual magmas from anorthosite: evidence from the northern Sherman batholith, Laramie Mountains, Wyoming, USA. Precambrian Research, v. 119(1-4), p. 45-71. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(02\)00117-1](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00117-1)
- Harker, A., 1909. The natural history of igneous rocks. Macmillan, New York, 384 p.
- Harris, N.B.W., Marzouki, F.M.H. and Ali, S., 1986. The Jabel Sayid Complex Arabian Shield: geochemical constraints on the origin of peralkaline and related granites. Journal of the Geological Society, v. 143(2), p. 287-295. <http://dx.doi.org/10.1144/gsjgs.143.2.0287>
- Henderson, P., 1982. Inorganic Geochemistry. Pergamon. Oxford, 312 p.
- King, P.L., Chappell, B.W., Allen, C.M. and White, A.J.R., 2001. Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite. Australian Journal of Earth Sciences, v. 48(4), p.

- 501-514. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00881.x>
- King, P.L., White, A.J.R., Chappell, B.W. and Allen, C.M., 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granite from the Lachlan fold belt, Southeastern Australia, *Journal of Petrology*, v. 38(3), p. 371-391. <https://doi.org/10.1093/etroj/38.3.371>
- Konopelko, D., Biske, G., Seltmann, R. and Eklund, O., 2007. Hercynian post-collisional A-type granites of the Kokshaal Range, Southern Tien Shan, Kyrgyzstan. *Lithos*, v. 97(1-2), p. 140-160. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.12.005>
- Landenberger, B. and Collins, W.J., 1996. Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust. *Journal of Petrology*, v. 37(1), p. 145-170. <https://doi.org/10.1093/etrology/37.1.145>
- Mahood, G. and Hildreth, W., 1983. Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, v. 47(1), p. 11-30. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(83\)90087-X](https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90087-X)
- Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, v. 101(5), p. 635-643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:TDOG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2)
- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. The composition of the earth. *Chemical Geology*, v. 120(3-4), p. 233-253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Mehri, M., Moayed, M. and Sefidgar, A., 2008. Report of magmatic epidote in Mishu granitoid massif (northwestern Iran) Data analysis and results. 16th Conference of Iranian Crystallographic and Mineralogical Association, University of Rasht, Rasht, Iran (in Persian).
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews*, v. 37(3-4), p. 215-224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Moayed, M. and Hosseinzadeh, Q., 2011. Petrography and petrology of A-type granitoids of Eastern Mishu mountains with emphasis on their geodynamic importance, *Journal of Mineralogy and Crystallography*, v. 19(3), p. 529-544. (In Persian with English abstract) Retrieved January 2, 2022 from <http://ijcm.ir/article-1-439-en.html>
- Mahamed, A., Moayed, M. and Modjarad, M., 2020. Garmichay S-type granites (northwestern Iran): Whole rock geochemistry, tectonic setting and generation mechanism, *Iranian Journal of Petrology*, v. 11(1), p. 53-72. (In Persian with English abstract). <https://doi.org/10.22108/ijp.2019.118558.1146>
- Mufti, M.R.H., 2001. Age geochemistry and origin of peraluminous A-type granitoids of the Ablah-Shuwas pluton, Ablah graben, Arabian Shield. *Acta Mineralogica- Petrographica*, v. 42(1), p. 5-20. Retrieved January 2, 2022 from http://acta.bibl.u-szeged.hu/39423/1/mineralogica_042.pdf#page=7
- Nabavi, M.H., 1979. Introduction to Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 109 p (In Persian).
- Patino Douce, A.E., 1998. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: A. Castro, C. Fernández, and J.L. Vigneresse (Editors), *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*, *Journal of the Geological Society, Special Publications*, v. 168(1), p. 55-75. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.168.01.05>
- Petro, W.L., Vogel, T.A. and Willboard, J.T., 1979. Major elements chemistry of plutonic rock suites from compressional and extensional plate boundaries, *Chemistry Geology*, v. 26(3-4), [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(79\)90047-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(79)90047-0)
- Schandle, E.S. and Groton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments, *Economic Geology*, v. 97(3), p. 629-642. <http://dx.doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.629>
- Shahzeidi, M., Moayed, M., Arai, S., Pirmia, T. and Ahmadian, J., 2012. Geology and geochemistry of Mishu S-type granitoid NW Iran, *Iranian Journal of Petrology*, v. 3(11), p. 111-126 (In Persian with English abstract) Retrieved January 2, 2022 from https://ijp.ui.ac.ir/article_16107.html?lang=en
- Shirmohammadi, M., Sepahi Gerow, A., Maanijou, M. and Tourkian, A., 2020. Geochemistry and petrogenesis of south Qorveh A-type granitoids (northwest of Sanandaj- Sirjan zone): An evidence for active continental margin tensional tectonic, *Iranian Journal of Petrology*, v. 11(3), p. 85-110 (In Persian with English abstract) Retrieved January 2, 2022 from https://ijp.ui.ac.ir/article_25571.html?lang=en
- Streckeisen, A., 1974. Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. *Geologische Rundschau*, v. 63(3), p. 773-786. <https://doi.org/10.1007/BF01820841>
- Stocklin, J., 1978. Structural history and tectonics of Iran: A review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 52(7), p. 1229-1258. <https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D78645000102C1865D>
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. In: A.D. Saunders, M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, v. 42(1), p. 313-345.

- <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Sylvester, P.J., 1989. Post-Collisional Alkaline Granites, the *Journal of Geology*, v. 97(3), p. 261-280. Retrieved January 2, 2022 from <http://www.jstor.org/stable/30068745>
- Taylor, R.P., Strong, D.F. and Fryer, B.J., 1981. Volatile control of contrasting trace element distributions in peralkaline granitic and volcanic rock. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, v. 77(4), p. 267-271.
- <https://doi.org/10.1007/BF00373542>
- Torkian, A. and Niknazar, A., 2020. Geochemistry and tectonic setting of the A-type granitoid in Sanandaj-Sirjan zone: Shirvaneh, NE- Sonqor (Kermanshah Province), *Iranian Journal of Petrology*, (In Persian with English abstract), doi.org/10.22108/ijp.2020.123999.1191
- Wedepohl, K.H., 1995. The composition of continental crust. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, v. 59(7), p. 1217-1239. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00038-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00038-2)