Shahid Chamran University of Ahvaz
OPEN ACCESS Adv. Appl. Geol. Spring 2025, Vol. 15(1): 88 - 107

Research Article

Petrology and geochemistry granitoids of Bagh Paein, south of Shahin Dej, West Azarbaijan province

Akram Niazi[1], Reza Zarei[1]*, Rasoul Esmaeili[2] , Zahra Tahmasebi[1], Mir Mohammad Miri[3]

1-Department of Geology, Faculty of Science, Lorestan University, Khorramabad, Iran
2- University of East Anglia, United Kingdom
3-Department of Geology, Earth Sciences Faculty, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

Keywords: *Petrology, geochemistry, granitoids, Bagh Paein, Shahin Dej.*

1-Introduction

Granitoids are the most important plutonic igneous rocks in the continental crust. These rocks occur in all tectonic environments. Hence, their geochemical studies can play an important role in geological surveys and the reconstruction of ancient tectonics. The tectonic environment influences the chemical composition of granitic rocks (Pearce, 1982; Stevens, 2012). For this reason, based on geochemical characteristics, the geological environment of the rock is evaluated. The variety of this rock group is very wide, and the reason for that is the variety in their origin, variety in the processes of formation and evolution, placement in different structural levels, and under different tectonic regimes in separate geodynamic environments (Barbarin, 1999; Giil, 2010). Granitoids are categorized based on the minerals, field and petrological characteristics, and chemical and isotopic characteristics (Chappell & White, 1974; Barbarin, 1991; Frost et al., 2001). Granitoids can be formed due to the melting or partial melting. Granitic melts may be derived only from crustal components, evolved and formed from mantle melts, or a combination of crustal and mantle melts. Because of these complications, petrologists have relied on geochemical classifications to distinguish between different types of granitoids. Many schemes have been presented for the classification of granitoids, which have studied granitoids in terms of their origin, tectonic origin, chemical properties, and genesis. One of the most important classifications (Chappell & White, 1974), this classification of granite divides them into four main groups: S, I, A, and M, based on their origin. According to the region's petrography and geochemistry studies, the granitoid rocks are consistent with I-type granites. This area has been investigated by several researchers in the past (Khalki Khosraqi et al., 2013; Sheikh Zainuddin, 2017; Farrokh Menesh, 2017; Jamshidi Badr, 2011). During the studies carried out in the area of Takab and Shahin Dej, igneous and metamorphic rocks and economic studies of the region's rocks were conducted. However, the Bagh Paein area, which is located between Takab and Shahin Dej, has not been studied geologically until now, and only in the 1:100,000 map of Irankhah (Chapan), which is a part of the 1:250,000 geological map of Takab Quadrangle. The current research is one of the first lithological studies on this mass, in which the mass's lithology, geochemistry, and origin are discussed. This mass is the continuation of Takab and Shahin Dej granites, and identifying this intrusive mass in this part of the Sanandaj-Sirjan zone can be an effective step in better understanding the events related to this part of Iran's crust.

2-Material and methods

In this research, 120 samples were taken from all intrusive units in the region during the field operation stage. Among these samples, the samples were selected with the lowest weathering, and 40 thin sections were prepared and collected using a polarizing microscope for lithological studies. The igneous rocks of the Bagh Paein area were studied. After the petrographic studies, 16 samples with the lowest amount of alteration were selected from the igneous rock units and sent to China to determine the oxides of the main

* Corresponding author: zarei.r@lu.ac.ir
DOI: 10.22055/aag.2024.47431.2464
Received: 2024-09-16
Accepted: 2024-12-12

ISSN: 2717-0764

elements and minor and rare elements by XRF and ICP-MS methods, respectively, and sent to the Institute of Geology and Geophysics. The Chinese Academy of Sciences (IGG-CAG) was analyzed chemically. For this work, the composition of the main elements was evaluated by an X-ray fluorescence spectrometer (Philips PW1500 XRF model) on fused glass plates. The abundance of trace elements was investigated by inductively coupled plasma mass spectrometer (ICP-MS), (VG-PQII) in the Chinese Academy of Sciences. CorelDRAW and GCDkit software were used to interpret, analyze, and draw diagrams.

3-Conclusion

According to petrographic studies, granitoids are granite, granodiorite, tonalite, diorite, and aplite. The most important texture in these rocks is perthite, myrmicine, poikilitic, etc. Based on the study of these textures, there is evidence of the phases of magmatism (granophyre texture), the depth of the rock formation environment, and the different stages of mineral crystallization in these rocks. The studied rocks are I-type in terms of genetic divisions, which is consistent with the association of these rocks with subduction zones. The granites are placed in the environment of volcanic arcs (VAG) according to different tectonic environment differentiation charts. Based on geochemical studies, the granitoid rocks of the region are of metaaluminous to peraluminous nature and are calc-alkaline magma series. In the analysis of REE charts, enrichment of LREE compared to HREE and enrichment of LILE, as well as depletion of Ta, Nb, and Ti elements, show the dependence of these rocks on subduction zones. Based on the studies conducted for the origin of the granites of the region, these rocks show the processes of partial melting and digestion.

4-References

Barbarin, B., 1999. A Review of the Relationships between Granitoid Types, Their Origins, and Their Geodynamic Environments. Lithos 46, 605-626 PP. http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00085-1.

Barbarin, B., 1991. Enclaves of Mesozoic calc-alkaline granitoids of the Sierra Nevada batholith, California. Enclaves and Granite Petrology.In: Didier, J., Barbarin, B. Eds., Dev. Petrol 3. 135-153.

Chappell, BW., White, AJR., 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geology 8, 173-174.

Farrokhmanesh, D., 1998. Petrological and geochemical investigation of the granitoid bodies of West Takab, thesis of Master's, Faculty of Science, Shahid Beheshti University.

Frost, BR., Barnes, CG., Collins, WJ., Arculus, RJ., Ellis, DJ. and Frost, CD. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. Journal of Petrology 42, 2033-2048

Jamshidi Badr, M., 2002. Investigation of petrology and petrography of metamorphic and igneous rocks in Incheh and main Blagh villages between Shahindej and Takab, Master thesis, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz.

Khalki Khosraghi MH., 1378. Geological Map of Irankhah (Chapan) on a scale of 1:100000, Publications of the Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.

Pearce, JA., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S., Ed., Andesites: Orogenic andesites and related rocks, John Wiley and Sons, 252-548.

Sheikh Zainaldin, P., 1998. Study of metamorphic and igneous lithology of Sorsat area (Northwest of Takab). Master's thesis, Faculty of Science, Shahid Beheshti University.

HOW TO CITE THIS ARTICLE:
Niazi, A., Zarei, R., Esmaeili, R., Tahmasebi, Z., Miri, MM,. 2025. Petrology and geochemistry granitoids of Bagh Paein, south of Shahin Dej, West Azarbaijan province. Adv. Appl. Geol. 15(1), 88-107.
3DOI: 10.22055/aag.2024.47431.2464
https://aag.scu.ac.ir/article_19846.html

©2025 The author(s). This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers

ISSN: 2717-0764

مقاله پژوهشی

پترولوژی و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای باغ‌پایین، جنوب شاهین‌دژ، استان آذربایجان غربی

اکرم نیازی
استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران
رضا زارعی سهامیه
استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران
رسول اسمعیلی
University of East Anglia United Kingdom
زهرا طهماسبی
استاد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران
میرمحمد میری
گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، ایران
zarei.r@lu.ac.ir
تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۶/۲۶ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۹/۲۲

چکیده

گرانیتوئیدهای منطقه باغ‌پایین در ۵۰ کیلومتری جنوب شاهین‌دژ در استان آذربایجان‌غربی و پهنه سنندج - سیرجان واقع شده‌اند که از نوع گرانیت،گرانودیوریت تا تونالیت، دیوریت و آپلیت هستند. کانی‌های تشکیل‌دهنده این توده گرانیتوئیدی شامل کوارتز، فلدسپارهای آلکالن از نوع ارتوکلاز و میکروکلین، پلاژیوکلاز از نوع آلبیت و الیگوکلاز، مسکوویت، بیوتیت، آمفیبول، پیروکسن، تورمالین، زیرکن، آپاتیت و اسفن هستند. مهم‌ترین بافت‌هایی که در این سنگ‌ها دیده می‌شوند بافت پورفیروئیدی، پرتیتی، میرمکیتی، گرانوفیری و پوئیکلیتیک می‌باشند. از لحاظ تقسیم‌بندی‌های ژنتیکی گرانیتوئیدهای منطقه از نوع I بوده و از لحاظ محیط تکتونیکی، در محیط قوس آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرند، این سنگ‌ها دارای سرشت متاآلومین تا پرآلومین بوده و از لحاظ سری ماگمایی از نوع کالک‌آلکالن می‌باشند. در بررسی نمودارهای REE، غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE و غنی‌شدگی از LILE نسبت به HFSE و همچنین تهی‌شدگی از عناصر Ta, Nbو Ti دیده می‌شود که نشان دهنده وابستگی این سنگ‌ها به مناطق فرورانش می‌باشد.

کلمات کلیدی: *پترولوژی، ژئوشیمی، گرانیتوئید، باغ‌پایین، شاهین‌دژ.*

۱- مقدمه

گرانیتوئیدها مهم‌ترین سنگ‌های آذرین درونی سازنده پوسته قاره‌ای هستند. این سنگ‌ها در تمامی محیط‌های زمین‌ساختی رخداد دارند، از این رو بررسی‌های ژئوشیمیایی آن‌ها می‌تواند در برداشت‌های زمین‌شناسی و بازسازی زمین‌ساخت دیرینه نقشی مهم داشته باشد. ترکیب شیمیایی سنگ‌های گرانیتی تحت تاثیر محیط زمین‌ساختی است (Pearce,1982; Stevens,2012). به همین دلیل، بر پایه ویژگی‌های زمین شیمیایی، محیط زمین‌ساختی سنگ ارزیابی می‌شود. تنوع این گروه سنگی بسیار وسیع است و دلیل آن تنوع در اصل و منشأ آن‌ها، تنوع در فرآیندهای تکوین و تکامل، جایگیری در سطوح ساختاری متفاوت و تحت رژیم‌های متفاوت تکتونیکی در محیط‌های ژئودینامیکی مجزا می‌باشد (Barbarin, 1999; Giil, 2010). گرانیتوئیدها بر اساس مجموعه کانی‌ها، خصوصیات صحرایی و پترولوژیکی و ویژگی‌های شیمیایی و ایزوتوپی به دسته‌های مختلف تقسیم (Chappell and White, 1974; Barbarin, 1991; Frost et al., 2001) می‌شوند. این سنگ‌ها می‌توانند ناشی از تفریق مذاب و یا از ذوب‌بخشی بسیاری از انواع سنگ‌های دیگر تشکیل شوند. مذاب‌های گرانیتی ممکن است تنها از اجزای پوسته مشتق شده باشند یا ممکن است از مذاب‌های گوشته تکامل یافته، تشکیل شده و یا حاصل ترکیبی از مذاب‌های پوسته و گوشته باشند. به دلیل این پیچیدگی‌ها، پترولوژیست‌ها بر طبقه‌بندی‌های ژئوشیمیایی برای تمایز بین انواع مختلف گرانیتوئیدها تکیه کرده‌اند. طرح‌های

زیادی برای طبقه‌بندی این سنگ‌ها ارائه شده است که آن‌ها را از لحاظ منشأ، خاستگاه تکتونیکی، ویژگی‌های شیمیایی و ژنز آن‌ها مورد بررسی قرار داده است. از مهم‌ترین آن‌ها رده‌بندی (Chappell and White, 1974) می‌باشد، این رده‌بندی گرانیت‌ها را بر اساس منشأ آن‌ها به چهار گروه اصلی S، I، A و M تقسیم‌بندی می‌کند. بر اساس مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمی منطقه سنگ‌های منطقه باغ‌پایین با گرانیت‌های نوع I همخوانی دارند. این منطقه در گذشته توسط چندین محقق مورد بررسی قرار گرفته است (Farokhmanesh,1998; Shekhzeynedin,1998; Jamshidibadr,2002 and Ghasemi, 2002). طی مطالعاتی که در منطقه تکاب و شاهین‌دژ صورت گرفته است به بررسی سنگ‌های آذرین و دگرگونی و همچنین مطالعات اقتصادی سنگ‌های منطقه پرداخته شده است. اما در منطقه باغ پایین که بین تکاب و شاهین‌دژ قرار دارد تاکنون مطالعات زمین‌شناسی بر روی این توده صورت نگرفته است و تنها در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ایرانخواه (چاپان) که خود جزیی از نقشه۱:۲۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی چهار گوش تکاب می‌باشد به آن اشاره شده است. پژوهش حاضر از نخستین بررسی‌های سنگ‌شناسی بر این توده است که در آن به مشخصات سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و خاستگاه توده پرداخته می‌شود. این توده ادامه گرانیت‌های تکاب و شاهین‌دژ بوده که شناسایی این توده نفوذی در این قسمت از زون سنندج - سیرجان می‌تواند گامی موثر در شناخت بهتر وقایع مربوط به این قسمت از پوسته ایران باشد.

۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

گرانیتوئیدهای باغ‌پایین در محدوده بین طولهای جغرافیایی ″۶ ′۳۵°۴۶ و ″۳۳ ′۳۶°۴۶ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ″۵۵ ′۲۵°۳۶ و ″۴۲ ′۲۶ °۳۶ شمالی در ۵۰ کیلومتری جنوب شهرستان شاهین‌دژ و ۵۰ کیلومتری شمال شهر تکاب در زون سنندج ـ سیرجان قرار دارند (شکل۱). بر اساس نقشه زمین‌شناسی و مطالعات سن سنجی به روش اورانیوم ـ سرب سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه، به سن کرتاسه پسین هستند و احتمالاً تحت تأثیر فازهای کوهزایی لارامید و سیمرین پسین تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها از نوع قوس آتشفشانی و گرانیت نوع I هستند. در جنوب‌غربی این توده، سنگ‌های رسوبی شامل شیل، اسلیت، کوارتزیت، توف، کمی دولومیت و دیاباز وجود دارد که هم سن سازند کهر که قدیمی‌ترین واحدهای سنگی منطقه می‌باشند. همچنین وجود ریولیت، تراکی آندزیت و داسیت که به سن پرکامبرین بوده در منطقه دیده می‌شود. این سنگ‌های آتشفشانی به درون سنگ‌های رسوبی هم ارز خود نفوذ کرده‌اند. سنگ‌های مربوط به دوره ژوراسیک به صورت نهشته‌های رسوبی بر روی سنگ‌های کهن‌تر و شامل ماسه سنگ، شیل، سیلتستون، مارن و ... بوده که هم ارز سازند شمشک می‌باشد. در شمال منطقه سنگ‌های رسوبی آهکی و مارن به سن ژوراسیک و معادل سازندهای دلیچای و لار وجود دارد. دوران سوم در ناحیه با پیشروی دریا همراه بوده و آثار آن به صورت نهشته‌های آواری و دریایی دیده می‌شود که شامل کنگلومرا همراه با لایه‌هایی از ماسه و مارن، تراس‌های آبرفتی، نهشته‌های توده‌ای تحکیم نیافته که دشت شاهین‌دژ را می‌پوشانند و در نهایت سنگ آهک‌های تازه و تراورتن به سن ترشیری می‌باشند.

۳- روش پژوهش

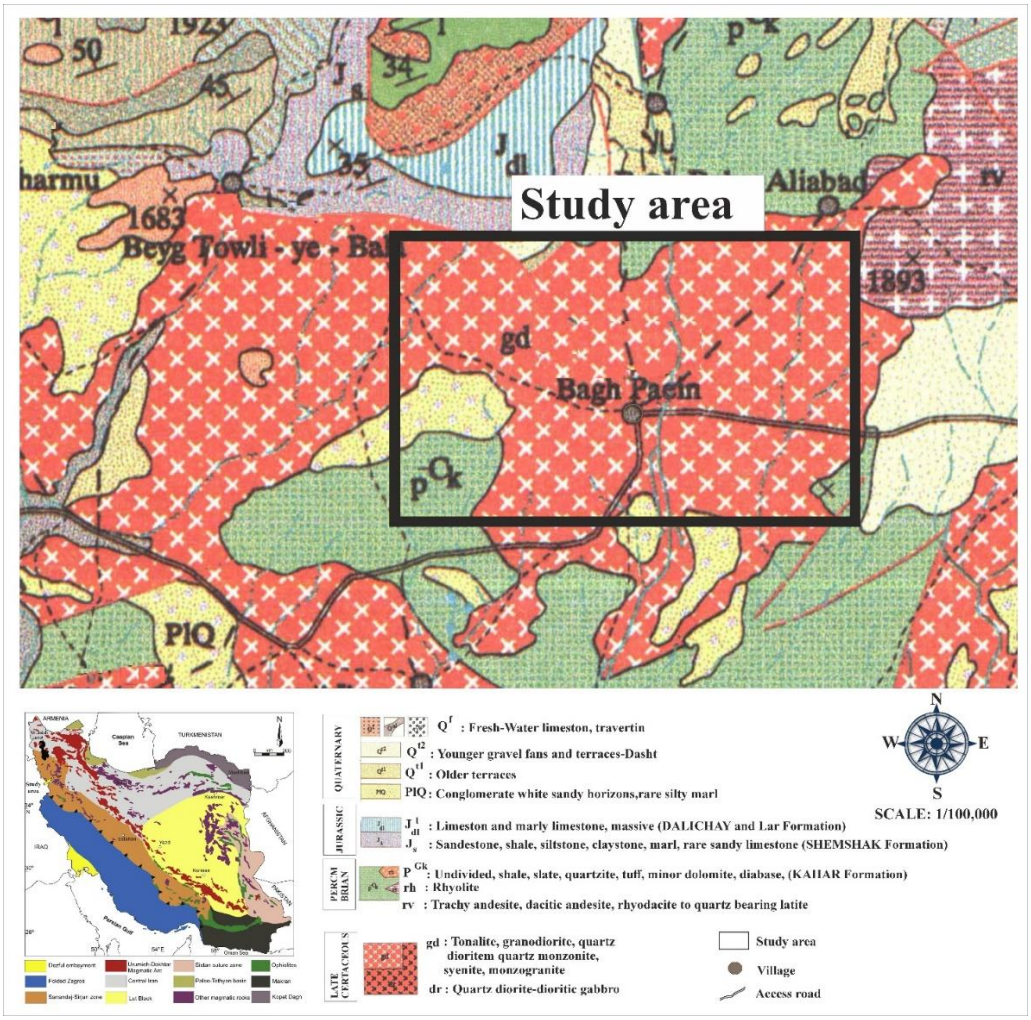
در این پژوهش، در مرحله عملیات صحرایی تعداد ۱۲۰ نمونه از تمامی واحدهای نفوذی منطقه برداشت شد، که از بین این نمونه‌ها سالم‌ترین آن‌ها از لحاظ هوازدگی انتخاب و تعداد ۴۰ عدد مقطع نازک تهیه و با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان مطالعات سنگ‌شناسی منطقه باغ‌پایین انجام شد. پس از مطالعات پتروگرافی، تعداد ۱۶ نمونه با کمترین مقدار دگرسانی از واحدهای سنگی انتخاب، و جهت تعیین اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر فرعی و کمیاب به ترتیب با روش های XRF و ICP- MS به کشور چین ارسال و در موسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک، آکادمی علوم چین (IGG-CAG) مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت. برای این کار ترکیب عناصر اصلی به روش طیف سنج فلورسانس پرتوی ایکس (مدل Philips PW1500 XRF) و فراوانی عناصرکمیاب با طیف سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS)،(VG-PQII) در آکادمی علوم چین بررسی شدند. داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی در جدول ۱ آورده شده است، در تفسیر تجزیه‌ها و ترسیم نمودارها از نرم افزارهای Corel Draw و GCDkit استفاده شده است.

۴- سنگ‌نگاری

بر اساس مطالعات پتروگرافی، سنگ‌های منطقه به چهار نوع گرانیت، گرانودیوریت تا تونالیت، دیوریت و آپلیت تقسیم می‌شوند.

۴-۱- گرانیت

این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ سفید و خاکستری روشن دیده می‌شوند. بافت غالب آن‌ها انهدرال گرانولار است اما بافت‌های پرتیت و پویکیلیتی هم دیده می‌شود. کانی‌های اصلی شامل کوارتز (۴۰ تا ۴۵درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (۱۵تا۲۰ درصد حجمی)، ارتوکلاز (۲۰ تا ۲۵ درصد حجمی)، بیوتیت (۵ تا ۱۰درصد حجمی)، آمفیبول (۵ درصد حجمی) و مسکوویت (۵ درصد حجمی) می‌باشند. زیرکن، اسفن و تورمالین کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. کوارتز به صورت بلورهای شکل‌دار، نیمه شکل‌دار و بی‌شکل با خاموشی موجی دیده می‌شود که به نظر می‌رسد این خاموشی موجی در اثر استرس تنش تکتونیکی و تغییر شکل شبکه بلورین کانی‌ها ایجاد شده است. وجود دو نسل کوارتز در برخی از گرانیت‌های منطقه مشهود است که نشان‌دهنده رشد دو مرحله‌ای کوارتز می‌باشد. در مرحله اول به دلیل رشد سریع و عدم زمان کافی برای رشد بلورها به صورت ریز بلور متن سنگ را تشکیل داده‌اند اما برخی دیگر از کوارتزها به صورت فنوکریست در داخل متن ریزدانه قرار دارند که حاکی از رشد آرام آن‌ها می‌باشد. پلاژیوکلاز به صورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار با ماکل کارلسباد و آلبیتی رخداد دارد. آثار سوسوریتی و سریستی شدن در پلاژیوکلازها دیده می‌شود که احتمالا مربوط به عدم تحرکAl و Si، میزان سیالات، میزان k و همچنین ترکیب زون‌های دگرسان شده می‌شود (Shelley, 1993). ارتوکلاز با ماکل کارلسباد و به صورت بی‌شکل رخداد دارد (شکل های a۳, f۳ و h۳).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ایران که منطقه مورد مطالعه در آن برش خورده و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ایرانخواه (Khalaghi Khosraghi et al.2008) که در آن منطقه مورد مطالعه به صورت مستطیل برش داده شده است.

Fig 1. Geological map of Iran, the studied area is cut and 1:100000 geological map of Irankhah (Khalaghi Khosraghi et al. 2008).

۴-۲- گرانودیوریت تا تونالیت

رنگ این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری تا سبز است که نسبت به بخش‌های دیگر توده نفوذی تیره‌تر است. بافت‌های مشخصه شامل بافت دانه‌ای، بافت پورفیروئیدی و پوئی‌کلیتیک می‌باشد. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (۴۵ تا ۵۰ درصد حجمی)، کوارتز (۲۰ تا ۲۵ درصد حجمی)، ارتوکلاز (۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی)، بیوتیت (۵ تا ۱۰ درصد حجمی) و آمفیبول (۵ درصد حجمی) می‌باشند. پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار بوده، ماکل پلی سنتتیک و زونینگ به خوبی در آن‌ها مشاهده می‌شود و نوع زونه آن‌ها در سنگ بیشتر می‌باشد.کوارتز دارای خاموشی موجی بوده و اکثرا بی شکل می‌باشد،کانی‌های فرعی این سنگ‌ها شامل تورمالین، اسفن، روتیل و زیرکن می‌باشد (شکل های۳b و ۳e).

۴-۳- دیوریت

این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری تا خاکستری تیره دیده می‌شوند. بافت شاخص آن‌ها گرانولار می‌باشد همچنین بافت پورفیروئیدی نیز دیده می‌شود. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز (۴۰ تا ۴۵ درصد حجمی)، کوارتز (۲۰ تا ۲۵ درصد حجمی)، بیوتیت (۱۰ درصد حجمی)، آمفیبول (۱۵ تا ۲۰درصد حجمی) و ارتوز (۵ درصد حجمی) بیشتر حجم سنگ را کانی‌های پلاژیوکلاز تشکیل می دهند. آمفیبول با برجستگی زیاد و چند رنگی سبز تا قهوه‌ای دیده می‌شود. کانی‌های فرعی مانند روتیل، آپاتیت و اسفن به مقدار کم دیده می‌شود (شکل۳c).

۴-۴- آپلیت

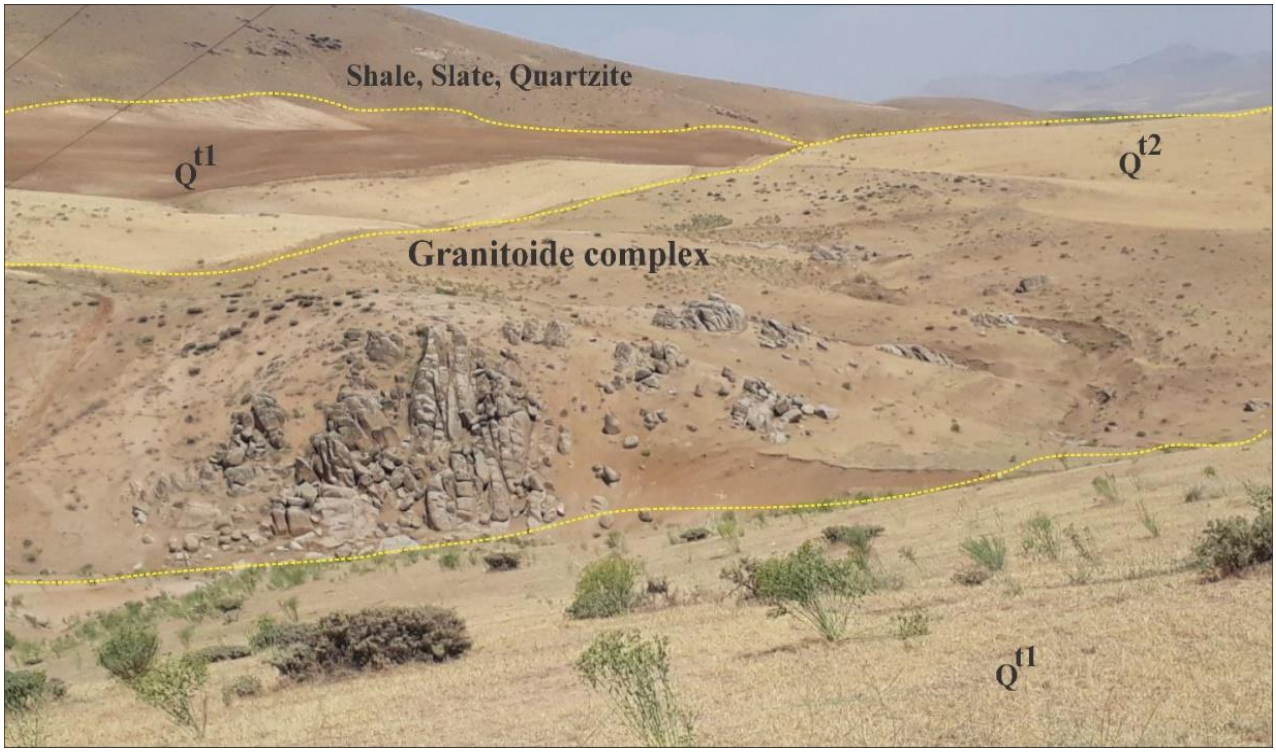
آپلیت‌ها بسیار دانه‌ریز هستند و در نمونه دستی به رنگ سفید، خاکستری و گوشتی رنگ می‌باشند. بافت غالب این سنگ‌ها دانه شکری و پویکیلیتی است و همچنین ماکل نواری نیز در پلاژیوکلازها دیده می‌شود. کانی‌های اصلی شامل کوارتز (۴۵ تا ۵۰ درصد حجمی)، ارتوز (۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی)، مسکویت و بیوتیت (۵ تا ۱۰ درصد حجمی) می‌باشند. آپلیت‌ها اغلب به صورت رگه‌ای یافت می‌شوند و ایجاد دایک‌هایی با ضخامت‌های متغییر می‌کنند. وجود دو نسل پلاژیوکلاز که کوچکترها درون بزرگترها جای گرفته‌اند دیده می‌شود. همچنین دو نسل کوارتز ریز بلور و درشت بلور که نشاندهنده مراحل مختلف تبلور می‌باشد دیده می‌شود (شکل۳d). بر اساس بافت‌های موجود در تیپ‌های مختلف سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه می‌توان شواهدی از فازهای ماگماتیسم (بافت گرانوفیر)، عمق محیط تشکیل سنگ‌ها، مراحل مختلف تبلور کانی‌ها و سایر اطلاعاتی که از مطالعات این بافت‌ها در مورد سنگ‌ها بدست می‌آید را دید.

۵- زمین‌شیمی

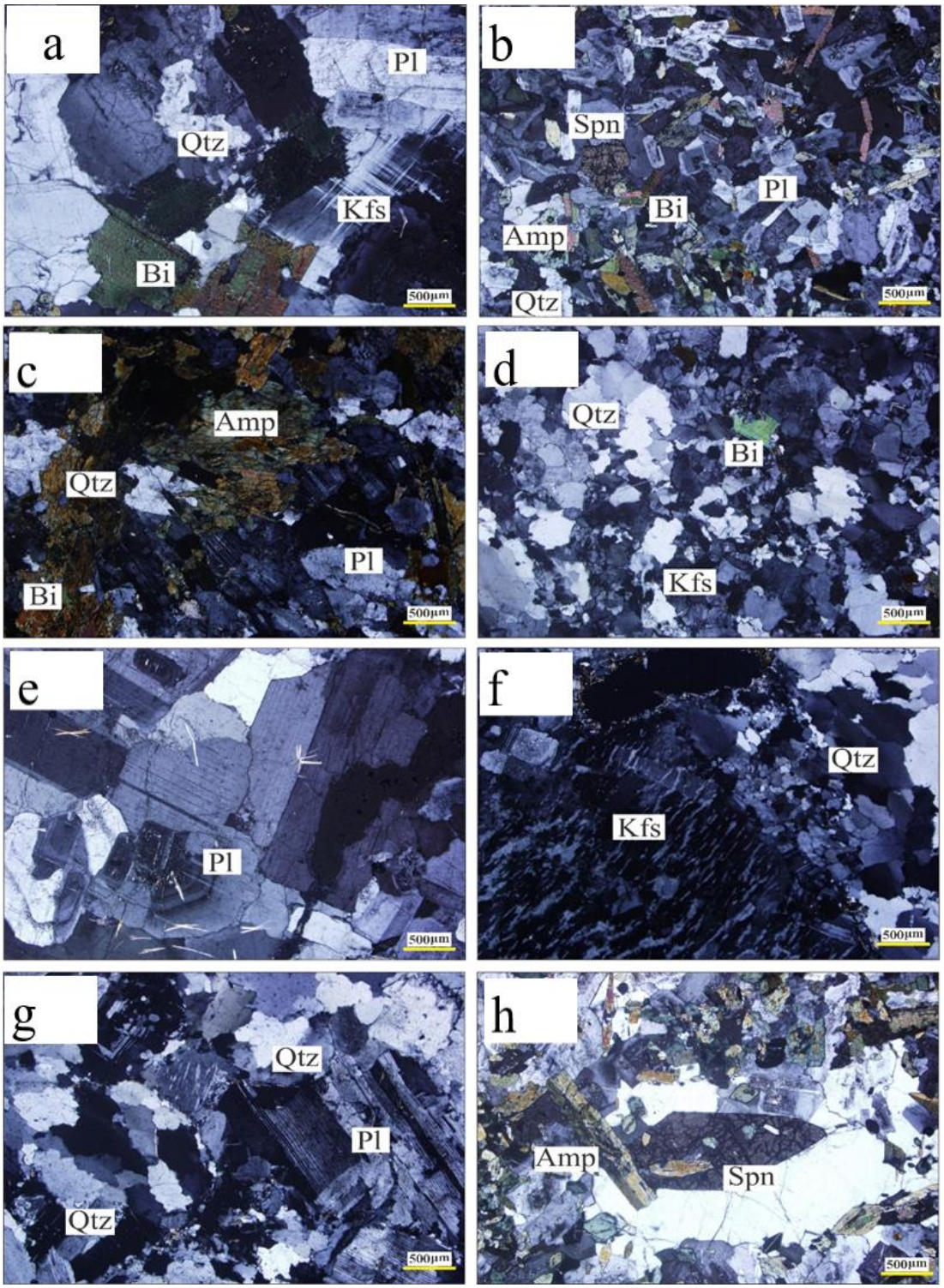
ترکیب شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه در جدول ۱ ارائه شده است. همانطور که مشاهده می‌شود، بر اساس تغییرات در مقدار SiO2 می‌توان نمونه‌ها را به دو دسته اسیدی (SiO2: 68-78 wt%) و حدواسط (SiO2: 52-68 wt%) تقسیم‌بندی نمود. نمودار Na2O+K2O در برابر SiO2 , (Middlemost, 1994) این تفاوت‌ها را بهتر آشکار می‌سازد (شکل۵a). در این نمودار، نمونه‌های با SiO2 بالا در محدوده گرانیت و سایر نمونه‌ها در محدوده مونزونیت تا مونزودیوریت قرار می‌گیرند که با مشاهدات سنگ‌نگاری سازگاری مناسبی دارد. یکی از مهمترین اهداف در بررسی‌های پترولوژیکی سنگ‌های یک منطقه تعیین سری ماگمایی آنهاست، از جمله تقسیم‌بندیهایی که برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌ها مورد استفاده قرار می گیرد نمودار AFM, Irvine و Baragar (۱۹۷۱) می‌باشد که بر اساس این تقسیم‌بندی نمونه‌های گرانیتی منطقه در محدوده سری کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۵ b). نمودار دیگری که برای تقسیم‌بندی سری ماگمایی گرانیت‌ها مورد استفاده قرار می گیرد نمودار (Miyashiro,1974) می‌باشد که در آن میزان SiO2 در مقابل FeOt/MgO سنجیده می‌شود که نمونه‌های مورد مطالعه درمحدوده کالک‌آلکالن قرار دارند (c۵). Shand (۱۹۴۳) گرانیت‌ها را براساس نسبت مولی A/CNK و A/NK و ارتباط بین کانی‌شناسی و شیمی در سنگ‌های گرانیتی به سه دسته گرانیت‌های پرآلکالن، متاآلومین و پرآلومین تقسیم‌بندی

کرده است. با توجه به داده‌های شیمیایی و ایزوتوپی می‌توان گفت که گرانیت‌های پرآلومین دارای منشأ پوسته‌ای، گرانیت‌های کالک‌آلکالن دارای منشأ مختلط و گرانیت‌های آلکالن تا پرآلکالن منشأ گوشته‌ای دارند. بر اساس این روش سنگ‌های گرانیتی منطقه باغ‌پایین در محدوده‌های متاآلومین و پرآلومین قرار دارند که با ویژگی پتروگرافی این سنگ‌ها یعنی وجود موسکویت در گرانیت‌های منطقه هم خوانی دارد (شکل۵ d).

از جمله نمودارهایی که جهت مطالعه رفتار ژئوشیمیایی و تعیین نحوه ارتباط عناصر در سنگ‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد نمودارهای هارکر می‌باشد. در این نمودارها تغییرات اکسیدها در مقابل SiO2 رسم می‌شود. بر اساس نمودارهای هارکر (۱۹۰۹) چنین نتیجه‌گیری می‌شود که مقادیر اکسیدهای Al2O3، P2O5، CaO،FeOt وTiO2 با افزایش SiO2، کاهش می‌یابد. کاهش اکسیدهای FeOt، MgO و TiO2 می‌تواند به دلیل جایگیری آن‌ها در ساختمان کانی‌های فرومنیزین در مراحل ابتدایی تبلور تفریقی ماگمایی باشد و کاهش اکسیدهای CaO و Al2O3 به خاطر ترکیب پلاژیوکلازها از آنورتیت کمتر به سمت آلبیت بیشتر و کاهش آپاتیت در مراحل انتهایی تبلور باشد. کاهش اکسیدهای FeOt، Al2O3، P2O5،CaO و TiO2 در مقابل SiO2 با روند جدایش بلورین همخوانی دارد.

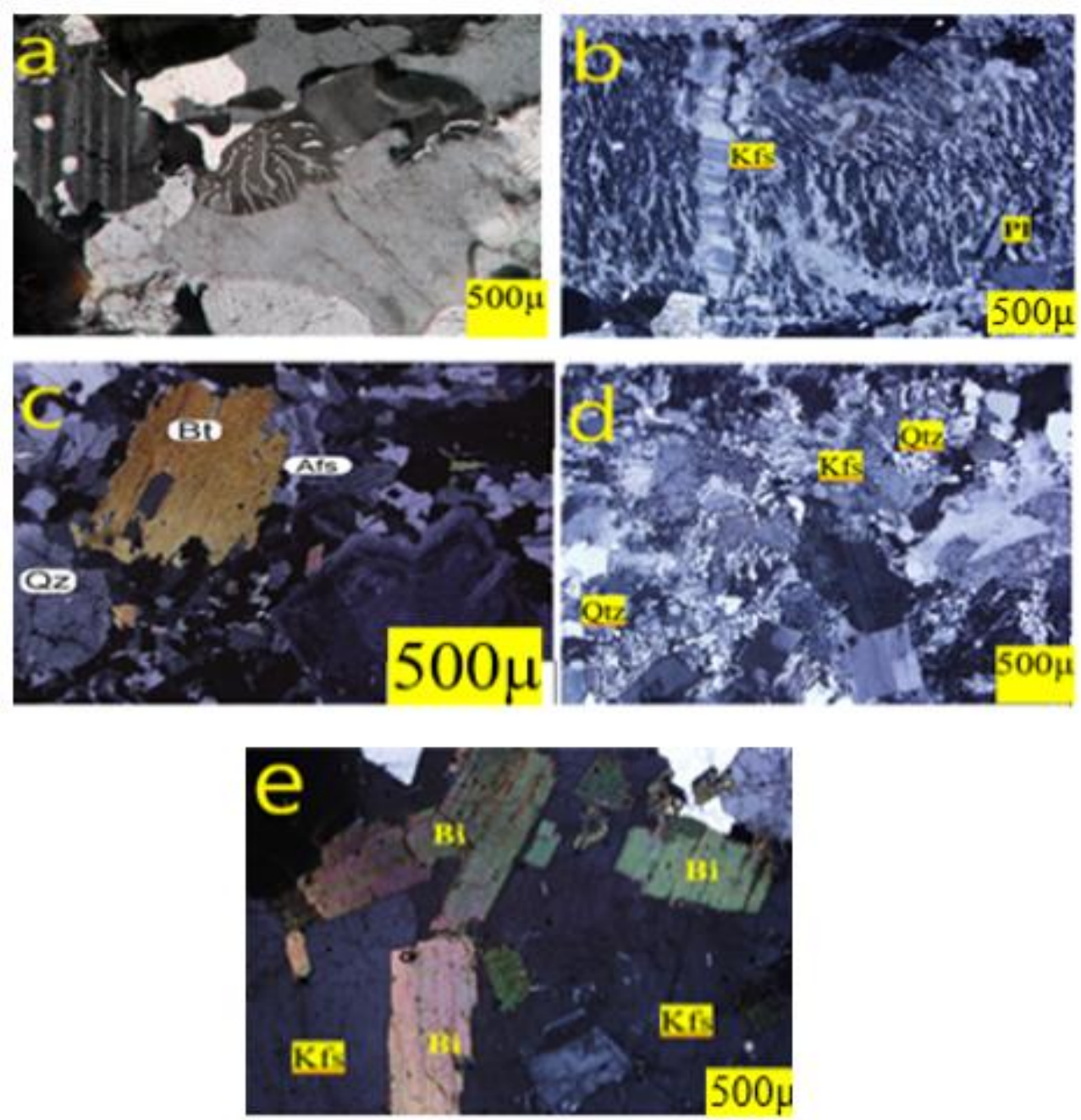


شکل۲- تصویر صحرایی از گرانیتوئیدهای منطقه
Fig. 2. Field image of Granitoids area.



شکل۳-تصاویر میکروسکوپی نمونه‌ها در نور (XPL): (a) گرانیت، (b) گرانودیوریت تا تونالیت، (c) دیوریت، (d) آپلیت، (e) پلاژیوکلاز زونه، (f)کوارتز موجی شکل و الکالی فلدسپار ((g) پلاژیوکلاز با ماکل کارلسباد (h) اسفن. Qtz = کوارتز; Bt = بیوتیت; Pl= پلاژیوکلاز; Afs = فلدسپات قلیایی; Ms = مسکویت; Amp= آمفیبول (Evans, 2010 Whinteny and).

Fig. 3. Microscopic images of samples in XPL light (a) Granite. (b) Granodiorite to Tonalite, (c) Diorite, (d) Aplite, (e) Zoning Plagioclase, (f) Wave-shaped quartz and alkali feldspars, (g) Plagioclase with Carlsbad mackle, (h) Asphen. Qtz: Quartz, Pl: Plagioclas, afs: Alkalin feldspar, ms: Muscovite, amp: Amphibole Abbreviations after (Whitney and Evans (2010) .



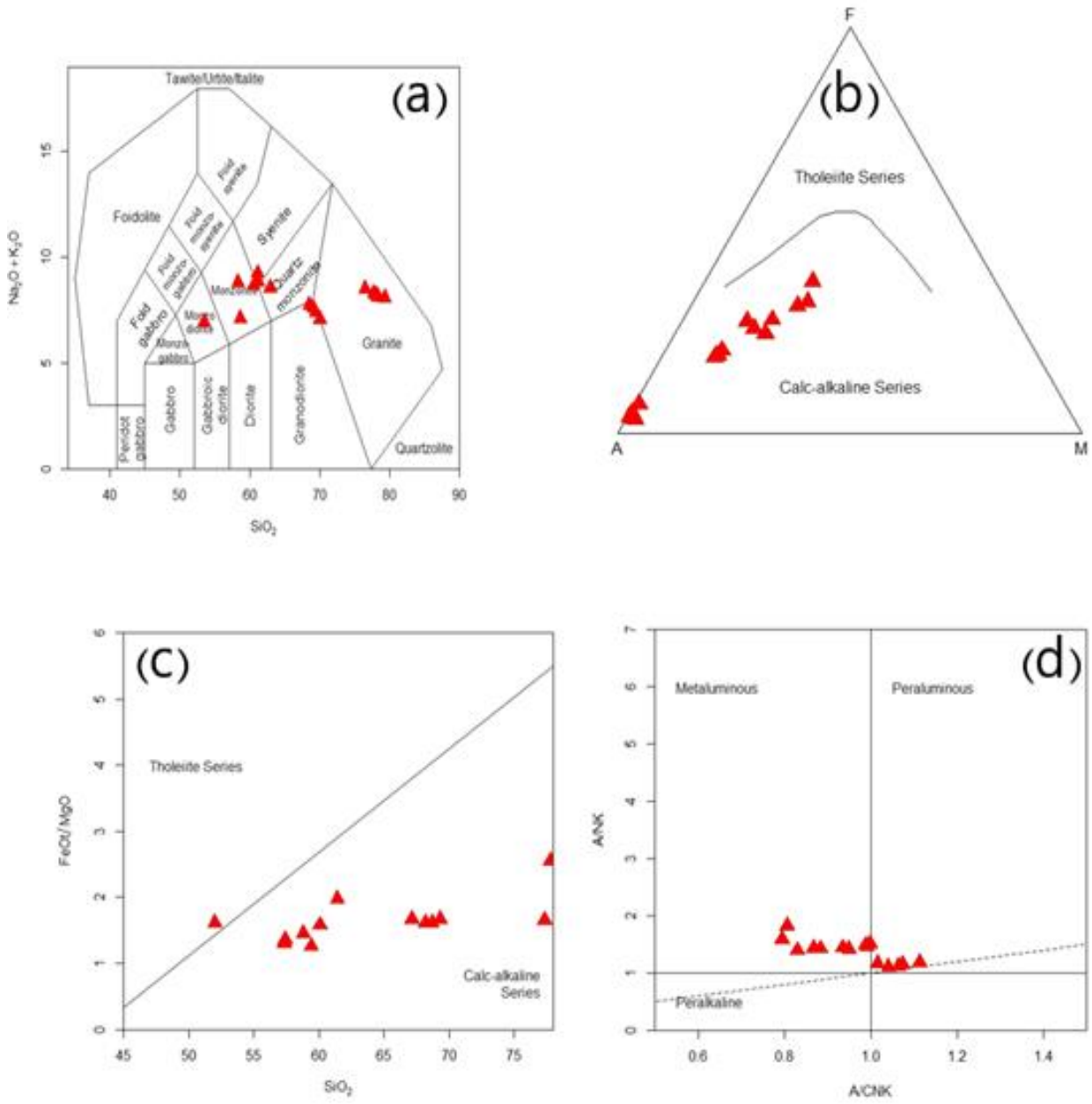
شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از بافت‌های سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه (a) بافت میرمکیتی، (b) بافت پرتیتی، (c) بافت پورفیری، (d) بافت گرانوفیری و (e) بافت پویکیلیتی. Qtz= کوارتز؛ Bt= بیوتیت؛ Pl= پلاژیوکلاز؛ afs= فلدسپات قلیایی.

Fig. 4. Microscopic images of textures of the granitoid rocks of the area. (a) Myrmkite texture, (b) Perthite texture, (c) Porphyritic texture, (d) Granophyric texture, and (e) Poikilitic texture. Quartz = Qtz; Bt = Biotite; Pl = Plagioclase; afs = Alkaline feldspar.

جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل نمونه‌های مورد مطالعه.

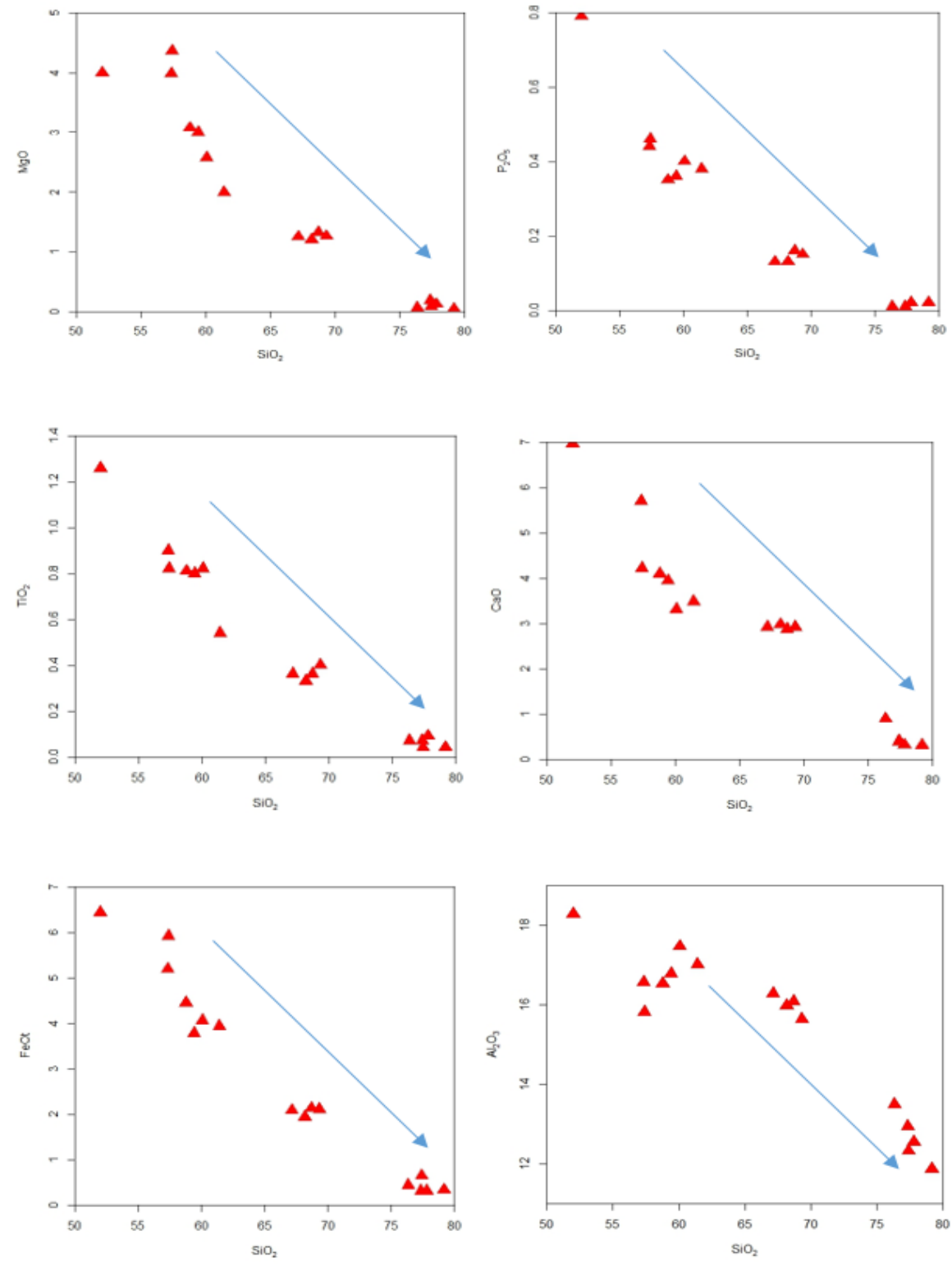
Table 1: Chemical analysis results of the studied samples.

Symbol	G63	G7	G22	G42	G68	G59	G20	G40	G55	G56	G57	G70	G71	G72	G73	G77
SiO_2	76.32	69.32	77.79	79.16	68.68	60.07	52	77.4	77.34	68.17	59.41	67.13	61.42	57.33	57.39	58.79
TiO_2	0.07	0.4	0.09	0.04	0.36	0.82	1.26	0.04	0.07	0.33	0.8	0.36	0.54	0.9	0.82	0.81
Al_2O_3	13.49	15.63	12.55	11.86	16.09	17.47	18.29	12.32	12.94	15.98	16.78	16.28	17.01	16.57	15.82	16.53
Fe_2O_3	0.48	2.34	0.34	0.36	2.36	4.51	7.15	0.71	0.33	2.15	4.19	2.31	4.37	5.77	6.58	4.94
MnO	0	0.04	0	0	0.04	0.06	0.1	0.01	<0.01	0.03	0.08	0.04	0.06	0.13	0.12	0.08
MgO	0.06	1.26	0.12	0.04	1.32	2.57	3.99	0.08	0.18	1.2	3	1.25	1.99	3.98	4.36	3.07
CaO	0.89	2.91	0.31	0.3	2.87	3.3	6.96	0.39	0.38	2.97	3.94	2.92	3.48	5.7	4.21	4.09
Na_2O	4.41	4.98	3.5	3.3	5.01	4.54	4.82	3.49	4.97	5.17	4.45	5.19	5.01	5.3	3.57	4.45
K_2O	4.07	2	4.57	4.77	2.56	4.55	1.94	4.63	3.29	2.1	4.15	2.38	3.34	1.64	5.1	3.96
P_2O_5	0.01	0.15	0.02	0.02	0.16	0.4	0.79	<0.01	0.01	0.13	0.36	0.13	0.38	0.44	0.46	0.35
LOI	0.23	0.5	0.57	0.45	0.59	0.79	1.56	0.74	0.59	1.37	1.41	0.9	1.8	2.02	1.02	2.43
Li	4.19	24.75	2.78	1.79	27.49	48.69	12.7	4.9	1.3	22.7	26.5	25.6	31.3	30.6	53.5	24.7
Be	3.16	2.22	2.9	3.23	2.55	2.54	1.97	3.98	3.4	2.06	2.84	2.02	2.9	3.83	2.71	3.07
Sc	0.62	3.52	5.29	3.9	3.88	6.42	12.2	6.2	4.3	3.2	10.6	3.7	6.4	13.7	13.4	11.8
V	6.12	34.33	6.16	3.34	33.69	78.03	174	5	6	34	93	37	69	106	97	95
Cr	0.78	20.34	2.48	1.04	21.8	11.42	40	<10	<10	20	60	20	10	130	150	60
Co	0.38	6.28	0.55	0.15	6.26	13.46	20.6	0.4	0.2	5.8	14.6	6.06	10.7	16.7	19.5	14.5
Ni	0.54	12.99	0.59	0.52	13.54	14.21	24.8	0.9	1.1	13.2	29.4	14.4	11.1	44	96.4	28.9
Cu	0.67	1.95	1.63	0.46	2.06	8.87	31.3	1.1	3.1	1.6	10.9	0.9	5	6.7	3.9	12.2
Zn	5.73	46.27	2.93	2.08	40.9	77.59	96	3	4	46	78	50	70	112	122	80
Ga	19.52	20.66	18.11	16.24	21.09	25.55	27.1	20.2	17.2	21.4	24.9	21.7	24.3	26	26.6	23.6
Rb	87.98	57.97	157.33	211.4	70.28	141.14	41.7	256	76.5	49.9	119	62.8	92.4	69.9	151	110
Sr	207.05	777.05	43.62	14.36	779.43	703.65	1615	19	387	877	681	875	773	895	507	667
Y	1.58	6.24	78.73	70.66	5.96	13.82	18.6	63.1	61.8	5.8	15.6	5.9	12.2	20.2	15.4	15.4
Zr	37.42	126.59	98.73	81.2	136.71	223.24	437	58	93	142	203	141	230	242	249	196
Nb	12.34	12.63	10.6	6.01	13.48	34.59	27.5	9.7	11	11.6	33.6	12.4	27.4	44.7	30.8	33.7
Sn	0.54	0.86	3.92	3.15	0.85	1.48	1.6	11.8	4.5	0.6	1.7	0.6	1.2	2.4	2	1.7
Cs	0.88	2.14	1.23	2.33	2.05	7.04	0.84	3.56	0.089	1.02	6.38	2.1	3.78	2.15	4.19	5.5
Ba	341.81	597.4	187.45	80.94	732.63	1634.6	1245	69	395	767	1745	825	1110	692	2050	1720
La	23.21	32.99	39.27	23.53	27.72	49.31	144.5	22.7	32.8	27.5	37.4	31.7	51	48.6	38.5	43
Ce	30.92	56.41	93.34	41.5	47.61	93.1	217	49.3	69	46.3	82	53	89	111	81.6	88.6
Pr	2.19	5.76	11.52	6.21	5.03	10.3	21.6	7.51	8.8	5.01	10.3	5.86	9.73	14.4	10.5	10.8
Nd	6.23	20.96	41.38	24.67	18.56	38.29	68.5	26.8	31.5	16.6	36.8	18.4	31.2	51.3	38.3	37.9
Sm	0.73	3.23	10.96	7.12	2.84	6.1	9.07	7.64	7.55	2.47	5.98	2.73	4.6	8.25	6.42	6.08
Eu	0.23	1.03	0.37	0.21	1.01	1.96	2.53	0.1	0.36	0.76	1.65	0.82	1.2	2.52	1.57	1.73
Gd	0.42	2.1	11.3	7.92	1.88	4.09	5.94	8.51	7.8	1.6	4.15	1.77	3.12	5.28	4.3	4.09
Tb	0.05	0.3	2.16	1.65	0.25	0.58	0.78	1.68	1.46	0.22	0.56	0.24	0.39	0.7	0.57	0.57
Dy	0.3	1.43	14.39	11.57	1.33	2.98	3.63	11.45	9.54	1.09	2.81	1.21	2.21	3.72	2.87	2.83
Ho	0.05	0.25	2.87	2.51	0.23	0.55	0.66	2.44	2.08	0.19	0.53	0.21	0.4	0.68	0.53	0.52
Er	0.17	0.66	8.43	7.4	0.6	1.61	1.72	7.29	6.47	0.56	1.39	0.55	1.14	1.78	1.42	1.42
Tm	0.02	0.09	1.24	1.13	0.09	0.21	0.26	1.18	1.03	0.08	0.21	0.08	0.17	0.26	0.21	0.21
Yb	0.24	0.65	8.52	7.92	0.66	1.58	1.52	7.53	6.57	0.51	1.26	0.52	1.06	1.64	1.28	1.28
Lu	0.04	0.08	1.13	1.07	0.09	0.21	0.26	1.12	1.03	0.08	0.21	0.09	0.17	0.26	0.21	0.2
Hf	2.59	3.47	4.21	4.01	4.12	6.17	8.7	2.6	3.8	3.4	5.3	3.7	5.6	6.1	6	5
Ta	0.9	0.82	1.32	1.49	0.88	2.44	0.9	1.9	1.4	0.6	2.1	0.7	1.7	2.6	1.7	2.1
Tl	0.32	0.28	0.62	0.88	0.35	0.65	0.17	1.03	0.31	0.21	0.55	0.3	0.38	0.3	0.67	0.51
Pb	31.04	17.07	10.91	9.98	19.21	26.72	10.4	15.7	5.7	15.5	30.5	17.8	24.1	21.5	28.9	31.7
Th	29.55	9.66	26.58	21.16	10.19	16.75	15.55	23.3	20.3	8.64	11.1	9.3	12.1	13.2	10.3	10.9
U	3.38	2.89	3.44	2.07	2.55	5.8	2.01	2.36	4.06	2.3	2.97	1.6	3.23	3.8	2.79	3.3



شکل ۵- (a) نمودارMiddlemost (1994) جهت تفکیک سنگ‌های آذرین منطقه که بر اساس این نمودار نمونه‌ها در محدوده گرانیت، گرانودیوریت، مونزونیت و کوارتز مونزونیت قرار می‌گیرند. (b) نمودارAFM جهت تفکیک سنگ‌های آذرین کالک‌آلکالن از تولئیتی که نمونه‌های منطقه باغ‌پایین در محدوده کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند (Irvine and Bargar 1971). (c) نمودار(Miyashiro,1974)جهت تفکیک سری‌های تولئیتی و کالک‌آلکالن که بر اساس این نمودار نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند. (d) تعیین موقعیت نمونه‌ها بر روی نمودار تعیین میزان غنی‌شدگی از آلومین(Shand.۱۹۴۳)که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده متاآلومین و پرآلومین قرار دارند.

Fig. 5. (a) Middlemost (1985) diagram to distinguish the igneous rocks of the area; based on this diagram, the samples are placed in the range of granite, granodiorite, monzonite, and quartz monzonite. b) AFM diagram to distinguish calc-alkaline igneous rocks from tholeiite which the samples of the Bagh Paein area are in the calc-alkaline range (Irvine and Bargar 1971). c) Diagram (Miyashiro, 1974) to separate tholeiitic and calc-alkaline series, based on this diagram, the samples are in the calc-alkaline range. d) Determining the position of the samples on the aluminum enrichment chart (Shand, 1943), where samples are placed as Meta-aluminus and per-aluminus.

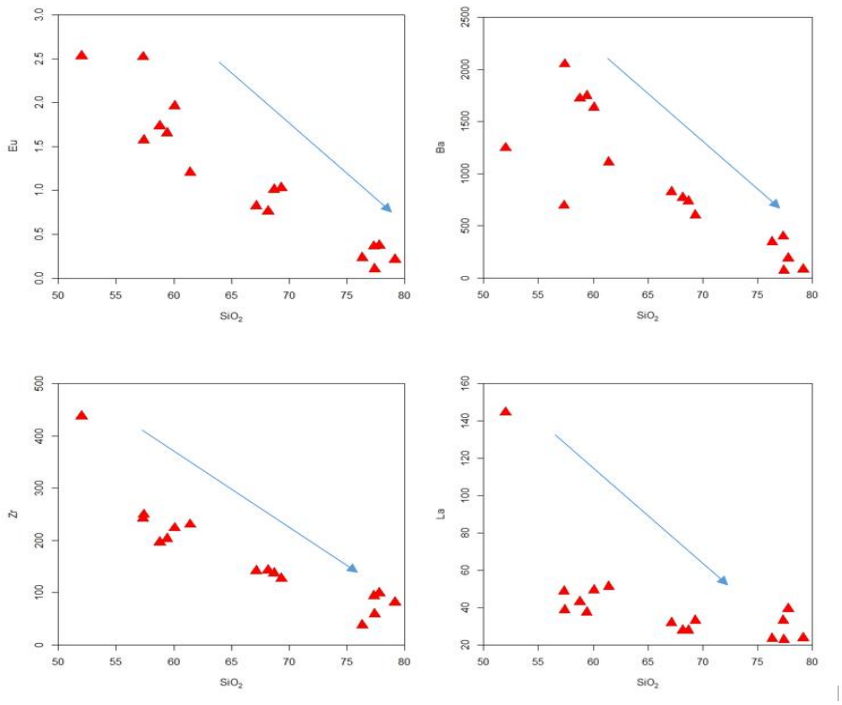


شکل ۶- نمودارهای هارکر برای مطالعه عناصر اصلی در نمونه‌های مورد مطالعه

Fig. 6. Harker diagrams to study the main elements in the studied samples

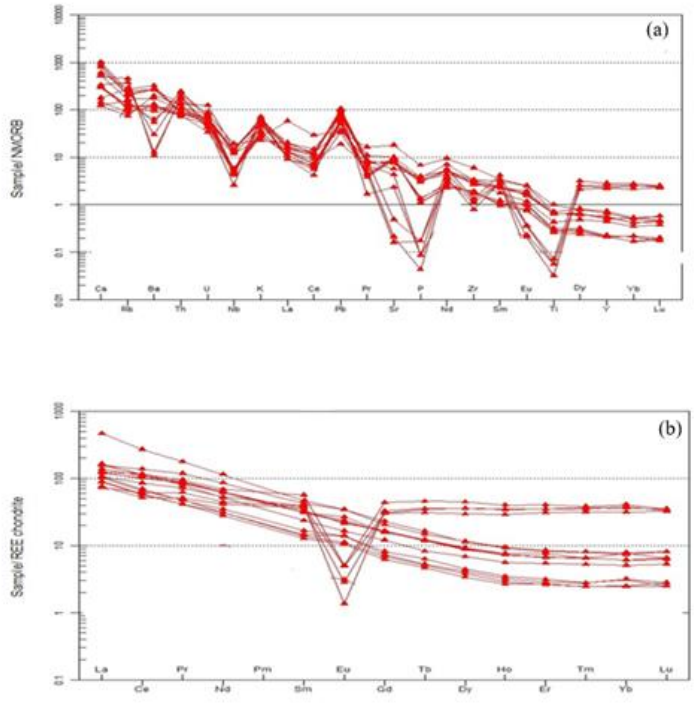
در نمودار Zr-SiO2 نمونه‌های مورد مطالعه، زیرکونیوم با افزایش سیلیس، کاهش می‌یابد. چنین تغییراتی در مقدار زیرکونیوم نشاندهنده اینست که بلورهای زیرکن در مذابی که این گرانیت‌ها از آن به وجود آمده‌اند وجود داشته‌اند و یا حتی مذاب از زیرکن اشباع بوده است. غلظت زیرکونیم توسط کانی زیرکن کنترل می‌شود. با افزایش مقدار سیلیس مقدار عنصر باریم (Ba) کاهش پیدا می‌کند چون که فاز یا فازهایی که حاوی مقادیر قابل ملاحظه‌ای از عنصر باریم (مانند بیوتیت) می‌باشند به صورت رستیت وجود داشته‌اند. همچنین کاهش باریم همراه با افزایش مقدار سیلیس می‌تواند دلیلی بر عدم تاثیر تبلور تفریقی یا تبلور تفریقی ضعیف در تحول ماگمای این گرانیتوئیدها باشد که این امر در نمودارهای تعیین منشا سنگ‌های منطقه نیز دیده می‌شود. آنومالی منفی Eu در نمونه‌های گرانیتوییدی نشانگر حضور پلاژیوکلاز در محل منشأ، جدایش فلدسپار از مذاب در طی تفریق بلوری، ذوب‌بخشی و یا فوگاسیته بالای اکسیژن در طی تفریق ماگما می‌باشد (Rollinson, 1993).

نمودارهای عنکبوتی برای بررسی میزان تغییر و تحولات ماگماهای مولد نسبت به ماگماهای اولیه و همچنین تعیین منشا و ارتباط ژنتیکی آن‌ها از اهمیت ویژه‌ای برخوردارند (شکل۸a). نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی سنگ‌های مورد مطالعه که نسبت به گوشته اولیه نرمالیزه شده‌اند (Sun and McDonough 1988). در این نمودار غنی‌شدگی در عناصر (LILE) چون Rb, K وCs نسبت به عناصر (HFSE) مانند Nb،Ti وP دیده می‌شود که این ویژگی‌ها مربوط به ماگماهای کالک‌آلکالن و پهنه‌های وابسته به فرورانش می‌باشد (Wilson,1989; Winter,2001). این غنی‌شدگی در عناصر LILE نسبت به عناصر با قدرت میدان بالا HFSE می‌تواند نشان‌دهنده جدایش بلورین در ماگما، درجات ذوب‌بخشی کم در خاستگاه و یا آلودگی ماگما با سنگ‌های پوسته بالایی باشد. تهی‌شدگی در Tiو Nb را می توان به حضور کانی‌های تیتانیم‌دار درخاستگاه ماگما نسبت داد. این ویژگی‌های ژئوشیمیایی، شاخص کمان‌های ماگمایی است (Stern,2004) و چنین سنگ‌هایی در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی و آب‌زدایی آن و ذوب گوه گوشته‌ای به وجود آمده‌اند. همچنین حضور کانی آپاتیت در خاستگاه ماگما از دلایل عمده کاهش عنصرP می‌باشد. آنومالی منفی عناصر Ti, Nb و Ta که می‌تواند نشان‌دهنده نقش پوسته در تولید ماگما باشد، از ویژگی‌های بارز ماگماهای تشکیل شده در پهنه فرورانش کرانه‌های فعال قاره‌ای است. تهی‌شدگی در عناصر با میدان پایداری بالا (HFSE)، نظیر Ti و Nb نیز مشخصه سنگ‌های مرتبط با فرورانش می‌باشد (Pearce, 1982). شکل (b۸)، نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نسبت به کندریت نشان داده شده است که بر اساس این نمودار نمونه‌ها روند خطی داشته که بیانگر منشا یکسان برای سنگ‌ها و همچنین تبلور تفریقی می‌باشد. بر اساس این نمودار عناصر LILE نسبت به عناصرHFSE دارای غنی‌شدگی می‌باشد که این امر از خصوصیات بارز سنگ‌های کالک‌آلکالن مناطق فرورانش حاشیه قاره‌ای است. همچنین مقدار عناصر سبک با شیب بیشتری نسبت به عناصر سنگین کاهش پیدا می‌کند. بالا بودن مقدار عناصر سبک می‌تواند بیانگر رخداد جدایش ماگمایی و یا به دلیل وجود ماگما در مراحل اولیه ذوب‌بخشی یا مراحل اخر تبلوربخشی در مذاب باشد. از طرف دیگر عناصر سنگین‌تر مثل Y و Yb روند تقریبا صاف و خطی نشان می‌دهند که می‌تواند بیانگر نبود گارنت در سنگ خاستگاه ماگمای مادر این سنگ‌ها باشد. این نوع روند غنی‌شدگی و تهی‌شدگی عناصر سبک‌تر نسبت به عناصر سنگین‌تر نشان دهنده ماگماهای کالک‌آلکالن تشکیل شده در مناطق فرورانش می‌باشد. آنومالی Eu توسط پلاژیوکلاز کنترل می‌شود و به گریزندگی پلاژیوکلاز در ماگما وابسته می‌باشد. آنومالی منفی Eu می‌تواند نتیجه جدا شدن پلاژیوکلاز از مذاب در اثر تبلور جدایشی و یا به علت ذوب‌بخشی متاثر از ترکیب سنگ‌های خاستگاه ماگما نیز باشد. همچنین آنومالی منفی Eu نشان‌دهنده جدایش بلورین فلدسپار هنگام تبلور ماگما و یا به جا ماندن آن در خاستگاه هنگام ذوب‌بخشی در شرایط احیایی می‌باشد (Irber,1999). در نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه (شکل های۸a,b) غنی‌شدگی از عناصرناسازگار LILE (عناصر با شعاع یونی بالا و قدرت میدان کم) و تهی شدگی از HFSE (عناصر با قدرت میدان بالا) به خاستگاه پوسته‌ای ماگما نسبت داده می‌شود زیرا پوسته قاره‌ای از HFSE تهی و از LILE سرشار است (Hooper et al., 1977).



شکل۷- نمودارهای هارکر برای اکسیدهای عناصر فرعی نمونه‌های مورد مطالعه

Fig. 7. Harker diagrams for the oxides of minor elements of the studied samples.



شکل۸- (a) نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی سنگ‌های آذرین درونی که نسبت به گوشته اولیه عادی سازی شده‌اند، (Sun and McDonough1988). (b) نمودار عنکبوتی REE ها نسبت به کندریت (Boynton1984).

Fig. 8. (a) Spider diagram of rare earth elements of Pulotonic igneous rocks normalized to the primary mantle. (Sun and McDonough 1988); b) Spider diagram of REEs relative to chondrite (Boynton 1984).

جایگاه تکتونیکی

Pearce و همکاران (۱۹۸۴) با استفاده از عناصر Rb, Yb, Ta, Nb محیط ژئوتکتونیکی گرانیتوئیدها را به چهار گروه تقسیم نموده‌اند. گرانیت‌های پشته اقیانوسی (ORG)، گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی یا گرانیت‌های کمربندهای زون‌های فرورانش (VAG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) و گرانیت‌های همزمان با برخورد قاره‌ای (Syn- COLG). بر اساس این تقسیم‌بندی، نمونه‌های منطقه باغ پایین بیشتر در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) در پهنهٔ فرورانش جای می‌گیرند و از اینرو، همانند بیشتر گرانیت‌های نئوپروتروزوییک پسین-کامبرین پیشین ایران هستند (Ramezani and Tucker, 2003; Moghadam et al., 2018; Honarmand et al. 2018) (شکل‌های ۹a و۹b). نمودار (Gorton and Schandl, 2000)، که در (شکل‌های ۹c و ۹d) نشان داده شده است با استفاده از عناصر HFSE محیط تکتونیکی گرانیت‌ها را به انواع ۱. مناطق آتشفشانی درون صفحه‌ای (Within- Plate Volcanic Zones)۲. حواشی فعال قاره‌ای (Active Continental Margins) و ۳. قوس‌های اقیانوسی (Oceanic Arc) تقسیم‌بندی می‌کنند که طبق این رده‌بندی نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه باغ‌پایین در مناطق حواشی فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند. Maniar وPiccoli (1989) نیز با استفاده از کانی‌ها و عناصر اصلی نمودارهایی تنظیم کرده‌اند که به کمک آن‌ها می‌توان موقعیت تکتونیکی سنگ‌های گرانیتوئیدی را تعیین نمود. بر اساس این نمودارها سنگ‌های گرانیتوئیدی به دو گروه بزرگ کوهزایی و غیرکوهزایی تقسیم می‌شوند. نوع کوهزایی به وسیله دگرگونی، دگرشکلی و پولوتونیسم مشخص شده، که ممکن است در مرحله پایانی برخورد بین جزایر قوسی و صفحه قاره‌ای یا در هنگام حرکت صفحات تشکیل شوند که شامل گرانیتوئیدهای جزایر قوسی (IAG)، قوس قاره‌ای (CAG)، برخورد قاره‌ای (CCG) و بعد از کوهزایی (POG) می‌باشند. گرانیت‌های غیرکوهزایی شامل مرتبط با ریفت (RRG)، پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی (OP) و همراه با بالاآمدگی و خشکی‌زایی قاره‌ای (CEUG) می‌باشند. بر اساس این تقسیم‌بندی نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های کوهزایی قرار دارند (شکل‌های۹e و۹f). در نمودار K2O در مقابل SiO2 هیچکدام از نمونه‌ها در محدوده پلاژیوگرانیت (OP) قرار نمی‌گیرند، بنابراین نمی‌توانند به مجموعه‌های افیولیتی تعلق گیرند.

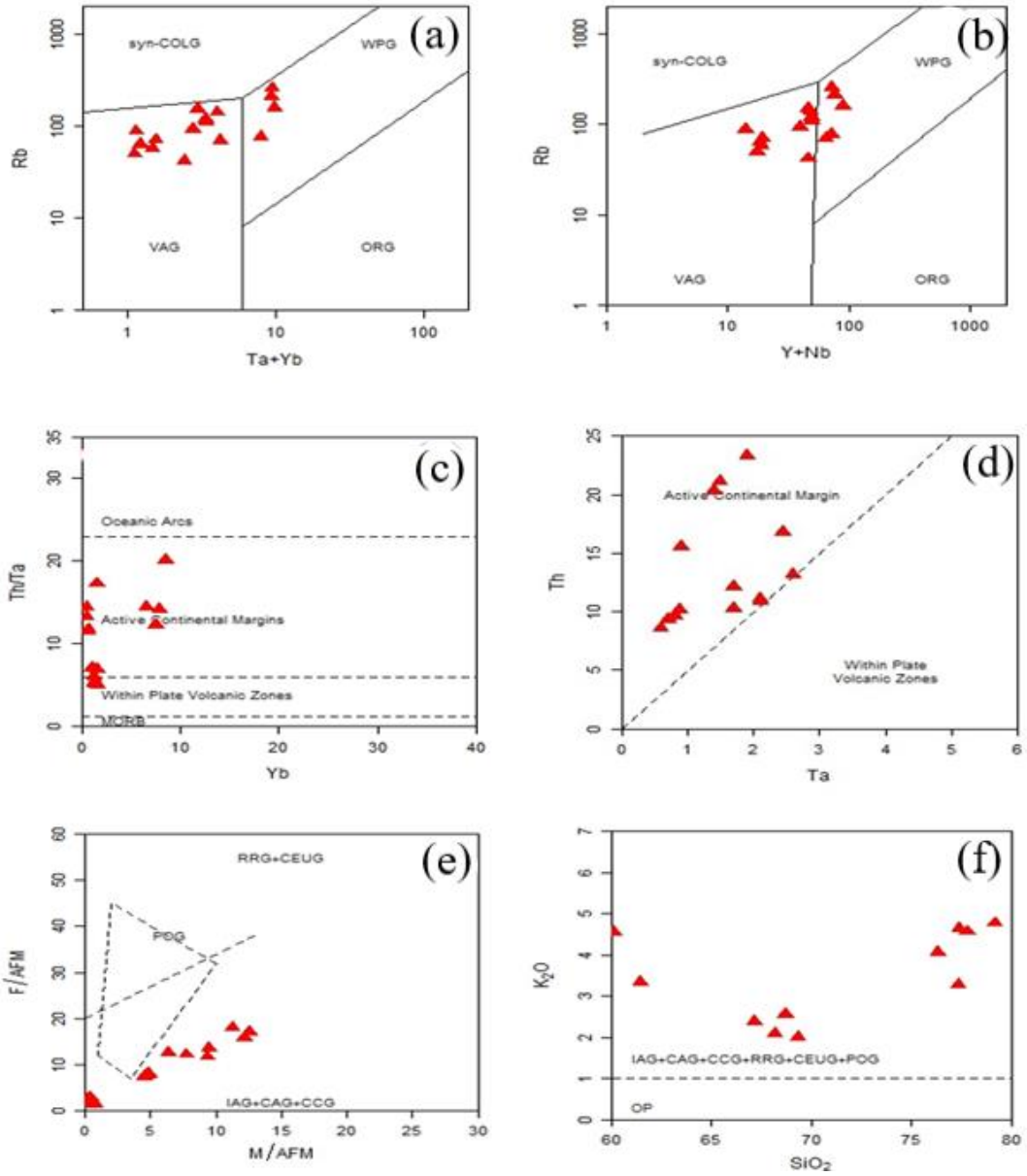
تعیین نوع گرانیت‌ها

نمودار Na_2O در مقابل K_2O، در این نمودار که توسط Chappell و White (2001) جهت تفکیک گرانیت‌های S-Type و I-Type ارائه شده است، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرند (شکل۱۰a). زمان تشکیل گرانیت‌های نوع I به طور کامل در مرحله فعال می‌باشد که شامل فرورانش فعال، زمان تصادم و زمان پس از تصادم و برخورد می‌باشد که در هر سه مرحله امکان تشکیل گرانیت‌های نوع I وجود دارد و بیشترین امکان تشکیل در مرحله فرورانش فعال می‌باشد که این امر با دیگر خصوصیات سنگ‌های منطقه مورد مطالعه مبنی بر I-Type بودن این سنگ‌ها مطابقت دارد. نمودارP_2O_5-SiO_2 Chappell , و White (1999) که برای مطالعه گرانیت‌های نوع S و I مورد استفاده قرار می‌گیرد دو روند مختلف را نشان می دهدکه روند نزولی مربوط به گرانیت‌های نوع I و روند صعودی مرتبط با گرانیت‌های نوع S می‌باشد، طبق این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه روند مربوط به گرانیت‌های نوع I را دنبال می‌کنند (شکل۱۰b).

منشأ گرانیت‌ها

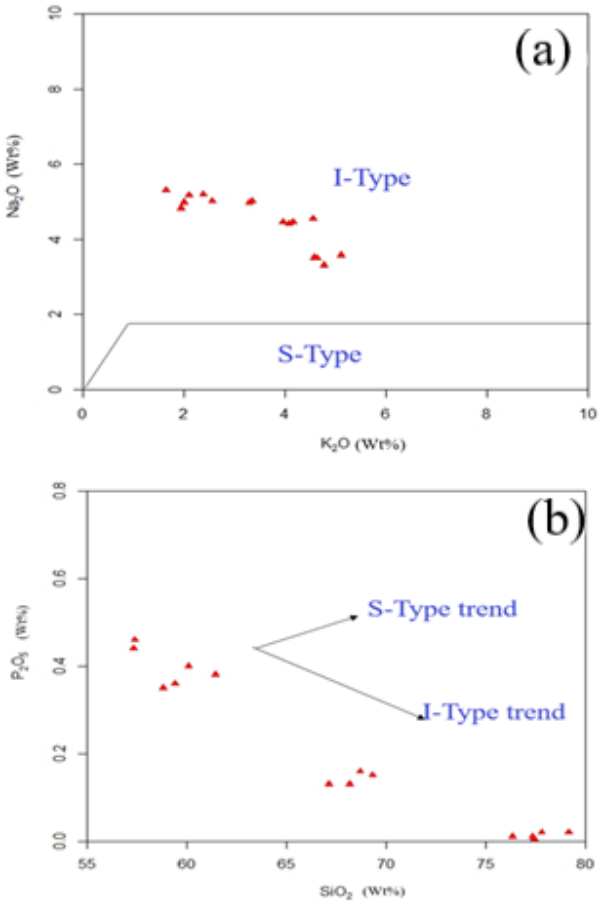
ماگماها می‌توانند از منشاهای مختلفی به وجود آیند و نوع ماگمایی که سنگ‌ها از آن نتیجه می‌شوند، در نوع و مجموعه کانی‌ها موثر است. بنابراین تعیین منشأ سنگ‌ها در مطالعات پترولوژیکی دارای اهمیت ویژه‌ای می‌باشد. یکی از نمودارهای تعیین منشأ سنگ‌های گرانیتی نمودار Abdallah و همکاران (۱۹۷۷) می‌باشد که در این نمودارکه بر اساس مقدار Y در مقابل Zr می‌باشد سه فرآیند ذوب‌بخشی (PM)، تبلور تفریقی (FC) و هضم و تبلور تفریقی (AFC) با روندهای مشخصی بر روی این نمودار نشان داده می‌شوند که طبق این نمودار نمونه‌های منطقه روند ذوب‌بخشی و هضم و تبلور تفریقی را نشان می‌دهند. روند تغییرات عناصر اصلی و فرعی دربرابر SiO_2 نشان دهنده نقش جدایش بلوری در تکامل سنگ‌های باغ‌پایین است. روند کاهشی FeOt، P_2O_5،CaO، Al_2O_3 وTiO_2 در برابر SiO_2 می‌تواند مربوط به جدایش بلورین کانی‌های فلدسپار، آپاتیت، تیتانیت و اکسیدهای آهن و تیتانیم دار باشد. همچنین، آنومالی منفی Eu و Ba معمولا جدایش بلورین ماگما و تبلور پلاژیوکلاز را نشان می دهد (Zhang et al., 2017). افزون بر

این، روند کاهشی در مقدار عنصری مانند Zr در برابر SiO_2به عواملی مانند جدایش بلورین پلاژیوکلاز و فازهای فرعی مانند زیرکن و تیتانیت تفسیر می‌شود (Wu et al., 2015). ازاینرو، با توجه به آنچه گفته شد، در روند پیدایش گرانیتوئید باغ‌پایین، جدایش بلورین کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت، آپاتیت، تیتانیت و زیرکن کنترل کننده تغییرات عنصرهای اصلی و کمیاب دیده شده در آن است. همچنین با توجه به نمودار (عبدالله و همکاران، ۱۹۹۷) روند هضم و ذوب‌بخشی را در این سنگ‌ها نشان می‌دهد (شکل ۱۱).



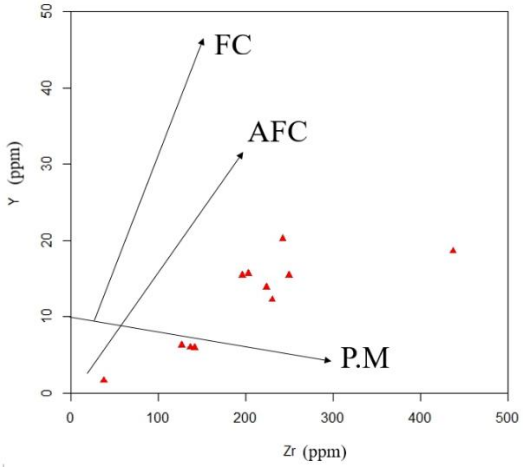
شکل۹- (a) نمودارTa+Yb در برابر Rb(Pearce et al., 1984)، (b) نمودارY+Nb در برابر Rb (Pearce et al., 1984) جهت تمایز محیط تکتونیکی؛ (c) نمودار Th/Ta در برابر Yb (Gorton and Schandl 2000)، (d) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار Ta در برابرTh (Gorton and Schandl 2000) که سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده حواشی فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند. (e) نمودارfw%- mw% همه نمونه‌ها در محدوده IAG+CAG+CCG قرار دارند (Maniar and Piccoli, 1989)، (f) نمودارSi2O در برابر K2O (Maniar and Piccoli, 1989) برای نشان دادن موقعیت تکتونیکی نمونه‌های مورد مطالعه که طبق این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های کوهزایی قرار می‌گیرند.

Fig. 9. (a) Ta+Yb vs Rb plot (Pearce, et al, 1984), (b)Y+Nb vs Rb (Pearce, et al, 1984) plot to discrimination of tectonic. (c) Yb vs Th/Ta plot (d) Ta vs Th plot (Gorton and Schandl 2000) for the samples. (e). fw% vs mw% plot (f) SiO2 vs K2O plot (Maniar and Piccoli, 1989) To distinguish of samples that samples are in orogenic granites.



شکل ۱۰- (a) نمودار K2O در مقابل Na2O (Chappell and White 2001) جهت تمایز گرانیت‌های نوع I از نوع S(b). نمودار P2O5 در مقابل SiO2 جهت تفکیک گرانیت‌های S و I (Chappell and White, 1992, 1999).

Fig. 10. (a) K2O vs. Na2O plot (Chappell and White 2001) to distinguish type I from type S(b) granites. P2O5 versus SiO2 diagram for the differentiation of S and I granites (Chappell and White, 1992, 1999).



شکل ۱۱- نمودار Y-Zr جهت تعیین روندهای مربوط به پدیده‌های ذوب‌بخشی(PM)، تبلور تفریقی (FC)، هضم و تبلور تفریقی (AFC) بر اساس عناصر فرعی (Abdallah et.al., 1977).

Fig. 11. Y-Zr diagram to determine trends related to the partial melting (PM), fractional crystallization (FC), digestion and fractional crystallization (AFC) based on secondary elements (Abdallah et.al., 1977).

۶- نتیجه گیری

براساس بررسی‌های پتروگرافی گرانیتوییدهای مزبور از نوع گرانیت، گرانودیوریت تا تونالیت، دیوریت و آپلیت هستند. مهم‌ترین بافت‌های موجود در این سنگ‌ها بافت پرتیتی، میرمکیتی، پوئی‌کلیتیک و .. است که بر اساس مطالعه این بافت‌ها شواهدی از فازهای ماگماتیسم (بافت گرانوفیر)، عمق محیط تشکیل سنگ‌ها، مراحل مختلف تبلور کانی‌ها در این سنگ‌ها بدست می‌آید. سنگ‌های مورد مطالعه از لحاظ تقسیم‌بندی‌های ژنتیکی از نوع I بوده که با مرتبط بودن این سنگ‌ها با مناطق فرورانش مطابقت دارد. گرانیت‌های مزبور با توجه به نمودارهای مختلف تمایز محیط تکتونیکی، در محیط قوس آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرند. بر پایه مطالعات ژئوشیمیایی، سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه دارای سرشت متاآلومین تا پرآلومین بوده و از لحاظ سری ماگمایی از نوع کالک‌آلکالن می‌باشند. در بررسی نمودارهای REE، غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE و غنی‌شدگی از LILE، تهی‌شدگی از عناصر Ta, Nb و Ti وابستگی این سنگ‌ها به مناطق فرورانش را نشان می‌دهد. بر اساس مطالعات انجام شده برای منشأ گرانیت‌های منطقه این سنگ‌ها روند فرآیندهای ذوب‌بخشی و هضم را نشان می‌دهند.

مراجع

Abdallah, JA., Said, A., Visona, D., 1977. New geochemical and petrographic data on the gabbro syenite suite between Hargeysa and Berbera-Shiikh (Northern Somalia). Journal of African Earth Sciences 23, 363-373. https://doi.org/10.1016/S0899-5362(97)00007-9.

Aganbati, A., 1383. Geology of Iran. The Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran. P. 711.

Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran, new data and interpretation. Tectonophysics, 229, 211-238. https://doi.org/10.1016/0040-1951 (94)90030-2.

Berberian, M., 1981. Tectono-Plutonic Episodes in Iran. In: Gupta, H.K. Delany, F.M., Eds., Zagros, Hindu Kush, Himalaya: Geodynamic Evolution, Geodynamics Series 3, American Geophysical Union 5-32. http://dx.doi.org/10.1029/GD003p0005.

Barbarin, B., 1991. Enclaves of the Mesozoic calc-alkaline granitoids of the Sierra Nevada Batholith, California. Enclaves and granite petrology. In: Didier, J., Barbarin, B. Eds., Dev. Petrol. 3. 135-153.

Chappell, BW., White, AJR., 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geology 8, 173-174. Berberian, M., King, GCP., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 18 (2), 210-265. https://doi.org/ 10.1139/e81-019.

Barbarin, B., 1999., A Review of the Relationships between Granitoid Types, Their Origins, and Their Geodynamic Environments. Lithos 46, 605-626. http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00085-1.

Boynton, WV., 1984. Chemistry of the rare earth elements, meteorite studies. In: Henderson, P. (ED), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier Sciences, Amsterdam 63-114. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3.

Clemens, JD., Stevens, G., 2012. What controls chemical variation in granitic magmas?. Lithos 134- 135, 317-329. https://doi.org/ 10.1016/j.lithos.2012.01.001.

Chappell, BW., White, AJR., 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geology 8, 173-174.

Chappell, BW., White, AJR., 1992. I and S-type granites in the Lachlan fold belt. Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh 83 (1-2), Second Hutton Symposium: The Origin of Granites and Related Rocks, 1–26. https://doi.org/10.1017/S0263593300007720.

Chappell, BW., Stephens, WE., 1988. Origin of infra-crustal (I-type) granite magmas, In: Origin of granite. Earth Science 79 (2-3) 71-86. Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh 79, 71-86. https://doi.org/10.1017/S0263593300014139.

Chappell, BW., 1999. Aluminium saturation in I and S-type Granites and the characterization of fractionated haplogranites. Lithos 46, 535-55. https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00086-3.

Chappell, BW., 1984. Source rocks of I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences 310 (1514), 693-707. https://doi.org/10.1098/rsta.1984.0015.

Chappell, BW., White, AJR., 2001. Two contrasting granite types. 25 years later. Australian Journal of Earth Science 48, 482-499. https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x.

Frost, BR., Barnes, CG., Collins, WJ., Arculus, RJ., Ellis, DJ., and Frost, C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. Journal of Petrology, 42, 2033-2048. https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033.

Farrohmanesh, D., 1998. Petrological and geochemical investigation of the granitoid bodies West Takab, thesis Master, Faculty of Science, Shahid Beheshti University.

Ghasemi, A., 2002. Structural Analysis of Metamorphic Rocks in the South of Shahindej, PhD thesis, Faculty of Science, Shahid Beheshti University.

Gill, R., 2010. Igneous Rocks and Processes, Wiley-Blackwell, 480 P.

Gorton, MP., Schandl, ES., 2000. From continents to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. Canadian Mineralogist 38, 49- 59. The Canadian Mineralogist 38 (5), 1065-1073. https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.5.1065.

Harker, A., 1909. The natural history of igneous rock. Macmillan, New York. P. 384.

Hassanzadeh, J., Wernicke, BP., 2016. The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions. Tectonics 35, 586-621. https://doi.org/10.1002/2015TC003926.

Honarmand, M., Xiao, W., Nabatian, G., Blades, ML., Dos Santos, MC., Collins, AS., Ao, S., 2018. Zircon U-Pb-Hf isotopes, bulk-rock geochemistry and Sr-Nd-Pb isotope from Late Neoproterozoic basement in the Mahneshan area, NW Iran: Implications for Ediacaran active continental margin along the northern Gondwana and constraints on the Late Oligocene crustal anatexis. Gondwana Research 57, 48-76. https://doi.org/ 10.1016/j.gr.2017.12.009.

Hooper, PR., Bailey, DG., Holder, GM., 1997. Tertiary calc-alkaline magmatism associated with lithospheric extension in the Pacific Northwest. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 100(B6), 10303-10319. https://doi.org/10.1029/94JB03328.

Irber, W., 1999. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu∗, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. Geochimica et Cosmochimica Acta 63(3-4), 489-508, https://doi.org/10.1016/s0016-7037(99)00027-7.

Irvin, TN., Baragar, WRA., 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8, 523- 548. https://doi.org/ 10.1139/e71-055.

Jamshidibder, M., 2002. Investigation of petrology and petrography of metamorphic and igneous rocks in Incheh and main Blagh villages between Shahindej and Takab. Master's thesis, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz.

Khalki Khosraghi, Mh., 2008. Geological Map of Irankhah (Chapan) on a scale of 1:100000, Publications of the Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.

Maniar, PD., Piccoli, PM., 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids. Geological Society of America Bulletin 101, 635-643. http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606.

Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. American Journal of Science 274, 321-335. https://doi.org/10.2475/ajs.274.4.321.

Middlemost, EAK., 1985. Iron oxidation norms and the classification of volcanic rocks, Chemical Geology 77, 19-26. https://doi.org/10.1016/0009-2541(89)90011-9.

Moghadam, HS., Griffin, WL., Li, XH., Santos, JF., Karsli, O., Stern, RJ., Ghorbani, G., Gain, S., Murphy, R., O'Reilly, SY. 2018. Crustal evolution of NW Iran, Cadomian arcs, Archean fragments, and the Cenozoic magmatic flare-up. Journal of Petrology 58, 2143–2190, https://doi.org/10.1093/petrology/egy005.

Pearce, JA., Harris N., Tindle, AG., 1984. Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology 25 (4) 956-983. Journal of Petrology 25:956-983. https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956.

Pearce, JA., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S., (Ed.), Andesites: Orogenic andesites and related rocks, John Wiley and Sons, PP. 252-548.

Ramezani, J., Tucker, R., 2003. The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implication for Gondwana tectonics. American Journal of Sciences 303, 622-665, https://doi.org/10.2475/ajs.303.7.622.

Rollinson, HR., 1993. Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, Interpretation. Longman Scientific and Technical, England.

Shelley, D., 1993. Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations, Springer, P. 446.

Sheikh Zainaldin, P., 1998. Study of metamorphic and igneous lithology of Sorsat area (northwest of Takab). Master's thesis, Faculty of Science, Shahid Beheshti University.

Shand, SJ., 1943. Eruptive Rocks. Their Genesis Composition. Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. John Wiley & Sons, New York. P. 350.

Stern, RJ., 2004. Subduction initiation: spontaneous and induced. Earth and Planetary Science Letters 226 (3-4), 275-292. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.08.007.

Sun, SS., McDonough, WF., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications 42 (1), 313–345. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.

Vernon, RH., 2014. Microstructures of microgranitic rock enclaves and the origin of S-type granitic rocks: Australian Journal of Earth Sciences 61, 227-239. https://doi.org/ 10.1080/08120099.2014.886623.

Wilson, M., 1989. Igneous petrogenesis: A global tectonic approach. Springer, Dordrecht, Netherlands, P. 446. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6788-4.

Winter, JD., 2001. An introduction to igneous and Metamorphic petrology. Prentice Hall, Pearson, US. The Canadian Mineralogist 39 (5), 1503-1505. https://doi.org/10.2113/gscanmin.39.5.1503.

Whitney, DL., Evans, BW., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95, 185–187. https://doi.org/ 10.2138/am.2010.3371.

Wu, FY., Liu, ZC., Liu, XC., Ji, WQ., 2015. Himalayan leucogranite: Petrogenesis and implications to orogenesis and plateau uplift. Acta Petrologica Sinica 31, 1–36.

Zhang, W., Pease, V., Meng, Q., Zheng, R., Wu, T., Chen, Y., Gan, L., 2017. Age and petrogenesis of Late Paleozoic granites from the northernmost Alxa region, northwest China, and implications for the tectonic evolution of the region. International Journal of Earth Sciences 106 (1), 79-96, https://doi.org/10.1007/s00531-016-1297-0.