

Original Research Paper

Mineralogy and geochemistry of biotite in Dalayon area (South of Borujerd-Iran)

Seyed Vahid Shahrokhi *¹

¹Department of Geology, Khorramabad Branch, Islamic Azad University, Khorramabad, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2023 October 06

Accepted: 2024 March 10

Available online: 2024 September 22

Keywords:

Biotite

Granodiorite

Mineral chemistry

Thermo-barometry

Dalayon

Borujerd

ABSTRACT

The Dalayon granitoid mass is located in the south of Borujerd, in the north of Lorestan province and, is part of the Sanandaj-Sirjan zone. The lithological composition of this mass includes granodiorite, granite, pegmatite-granite, tonalite, quartz diorite, tourmaline-bearing pegmatite, and quartz-tourmaline veins intruded into volcanic and metamorphic rocks. The minerals set of granodiorite mass with color leucocratic to mesocratic index mainly minerals quartz, plagioclase, orthose and microcline and secondary minerals biotite, muscovite, zircon, garnet, apatite, rutile, leucoxene, titanium minerals and sphene. The indicator mineral of ferromagnesian in these rocks is biotite, which has a primary nature rich in magnesium and poor in chlorine in composition. The value of Fe/Fe+Mg ratio shows an average 0.44(apfu), that indicates that the studied micas are placed in the range of biotite and between siderophiles and anite poles. The average crystallization temperature of biotites is 681°C and the average formation pressure is 2.95kb based on the total aluminum of biotites, which indicates formation at a shallow depth. Based on the proportions of MgO, FeO and Al₂O₃ in biotites, the magma that produced this mineral is of the calc-alkaline type. The existence of relatively high fugacity of oxygen and oxidant environment indicates magma of mantle-crust origin and host rock of magnetite granitoid series and I-type granitic rock for biotites.

1. Introduction

Biotite is a common mineral in many types of igneous and metamorphic rocks that reacts to the smallest change in physicochemical conditions (Speer, 2018). Diagnosing the origin of biotite in petrological interpretations before drawing petrogenetic


diagrams and its separation is of particular importance since metamorphism, hydrothermal alteration and coexisting mineral complexes can change the initial composition of biotite (Dubosq et al., 2019). With the help of this mineral, it is possible to provide


* Corresponding author: Seyed Vahid Shahrokhi; E-mail: Vahid.Shahrokhi@gmail.com

Citation:

Shahrokhi, S. V., 2024. Mineralogy and geochemistry of biotite in Dalayon area (South of Borujerd-Iran). Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 34(3), 133, 103-116. <https://doi.org/10.22071/gsj.2024.419564.2117>.

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/gsj.2024.419564.2117

 dor: 20.1001.1.10237429.1403.34.3.7.5



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

a suitable quantitative and qualitative estimate of pressure, temperature, oxygen fugacity and geological environment (López-Munguir et al., 2002; Mata et al., 2001; Klein and Hurlbut, 1999). The purpose of this paper is to determine the petrogenesis and tectonic environment of granitoids based on biotite chemistry, which can be used for better interpretation of the tectono-magmatic and petrogenic characteristics of the Dalayon area and complement the geochemical and lithological data.

2. Research methodology

The mineralogical and geochemical composition of biotites in the Dalayon area was determined using thin-polished sections prepared from 20 non-weathered surface samples collected from different parts of the alteration area. Also, with the help of electron microprobe analysis for 10 points and using the CAMECA-SX-100 device and different standards for 12 parameters, the composition, type, and origin of biotite was determined in the electron microprobe laboratory of Iran Mineral Processing Research Center. The structural formula of biotite was calculated based on 22 oxygens (Table 1).

3. Results

The Dalayon area is located between longitudes 49° 00' to 48° 50' East and latitudes 33° 40' to 33° 50' south of Borujerd city and in the north of Mohsen-ebne-Ali fault (Figure 1). From the point of view of structural geological divisions, this area is a part of the Sanandaj-Sirjan metamorphic zone (Stocklin, 1968), which is located under the Biston zone (Mohajjeh and Sahandi, 2001). The oldest rock units belong to the Upper Triassic-Jurassic period, which includes a relatively uniform sequence of slate, schist with siliceous veins and veins, cordierite, and sillimanite mica schist along with black hornfels and metamorphosed sandstones (Shahrokhi, 2002).

Geologically, granodiorites are the host rock of biotites, and their color index is leucocratic to mesocratic. Quartz can be seen as fine to medium-grained along with feldspar and a small amount of sphene, rutile and apatite (Figure 2-a). Plagioclases are shape-formed to semi-formed and sometimes have zoning, and their composition is mainly oligoclase (Figure 2-b). Biotite is often with stringy crystals, shaped, with brown color and strong multicolor and index from dark to light brown, and they occupy 10-15% of the total volume of the rock (Figure 2-c). In some parts, chlorite crystals often contain amorphous inclusions of rutile and sphene (Figure 2-d). Moreover, biotite filaments show shape changes in the form of bending or wrinkling of crystals in thin section (Figure 2-c). Zircon with dimensions up to 0.4 mm can be recognized among biotite (Figure 3-a). Mineralogical studies indicate presence of minerals such as pyrite, hematite, limonite, gold, and corundum (Figure 3-b).

4. Discussions

Table 1 shows that the constituent of biotites is the last member of siderophyllite-anite. Based on the classification of micas (Foster, 1960), the samples from the Dalayon area are in the range of Mg-rich biotites (Figure 4-a).

The triangular diagram $10\text{TiO}_2\text{-MgO-FeO+MnO}$ can be used to separate primary biotites from secondary biotites (Nachit et al., 2005). The location of the samples in the studied area shows that biotites are mostly primary and magmatic. Some samples are also in the range of newly equilibrated biotites, which can be due to the lower content of TiO_2 in these samples (Figure 4-b). On the other hand, with the help of standard quadrilateral classification (ASPE) (Deer et al., 1992), the composition of samples from this area are in the range of biotite and between the siderophyllite-anite pole, and none of the samples are in the phlogopite range (Figure 4-c).

Based on the binary diagram of $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ versus MgO (Zhou, 1986), all the samples are placed in the middle part of the diagram, which indicates mantle-crustal origin for the granitoid mass which is consistent with the magnetite series of this mass (Figure 4-d). Considering that magnetite series granitoids are formed at a greater depth and in the upper-lower crustal front when compared to ilmenite series (Ishihara, 1977), the Fe and Mg of biotite is affected by the depth of formation of the producing magma. Accordingly, biotite of deep granites is rich in magnesium while biotites of shallow granites are rich in iron (Yang et al., 1986). Thus, the biotite samples from the Dalayon area correctly provide a deep source for productive granitoid mass.

Using the analysis of MgO , Al_2O_3 and FeO oxides in the biotite mineral, different charts are presented to determine the magma series, which categorizes the granitoid rocks in three magma series and three tectonic ranges. In the mentioned diagram, the biotite studied samples are placed in zone C, which is related to the biotite range of subduction calc-alkaline rocks (Figure 5-a).

Moreover, by using $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ vs. Al^{VI} diagram to distinguish granitic rocks hosting biotite (Jiang et al., 2002). Biotites of the Dalayon area are located in type I orogenic zone (Figure 5-b).

Considering that Ti concentration and Ti/Fe^{2+} ratio in biotite are very sensitive to temperature, thermometry of igneous and metamorphic rocks using biotite provides accurate results (Lühr et al., 1984; Douce, 1993; Henry and Guidotti, 1985).

In order to determine the formation temperature of biotites in the Dalayon area, the formula $T(^{\circ}\text{K}) = 838/(1.0337\text{-Ti}/\text{Fe}^{2+})$, known as the Ti-Fe^{2+} relationship, was used (Lühr et al., 1984). According to this thermometer, biotites are formed at a temperature between 612.85°C and 717.48 °C with an average of 680.98°C.

Estimation of the freezing pressure of granitic rocks can be done from the total aluminum content of biotite and the formula $P(\text{kb}) = 3.03 \times \text{Al-6.53} (\pm 0.33)$ (Uchida et al., 2007). The range of

pressure changes using this formula in the Dalayon area, including the calculated error, varies between 1.15Kb and 4.05Kb with an average of 2.95Kb, which is in agreement with the pressure obtained from the biotite pressure gauge calibration curve for granite rocks (Figure 6) and shows the formation of biotites is less than 3 km deep.

With the help of Fe# vs. Al graph, the biotite samples of the studied area are in the range of magnetite series granitoids and show an average of 2.3 as the FQM average (Figure 7-a). Based on this diagram, the composition of biotites in the Dalayon area shows oxide conditions for the intrusive mass.

Also, with the help of $Al^{VI}+Al^{IV}$ diagram vs. Fe#, it is possible to present a small amount of oxygen fugacity (Figure 7-b). Based on this diagram, the high oxygen fugacity is estimated to be 10-10 to 10-12 bar, which is a suitable environment for gold and copper mineralization in epithermal and porphyry systems (Sun et al., 2004; Wones and Eugster, 1965).

5. Conclusion

The Dalayon granitoid mass includes granodiorite, granite, pegmatite-granite, tonalite, quartz diorite, and quartz tourmaline

veins. According to field studies, the colored index of granodiorite is leucocratic to mesocratic. Mineral chemistry studies show that the biotites in the granodiorite are rich in magnesium and most of them fall into the area of primary and balanced biotites. According to these studies, biotite is associated with the calc-alkaline rocks and is located in the area of type I mountaineering. With the Fe# diagram vs. the al -samples of the study biotite in the studied area, they are in the range of magnetite series granitoids and show the average of 3.2 as FQM average. According to these studies, the composition of the Dalayon area's biotites shows oxide conditions for the penetration mass. With the help of biotites, the approximate temperature shows an average of 685 °C. Moreover, the range of pressure changes in the Dalayon area, including the calculated error with an average of 2.95 kb. This complies with the pressure obtained in the calibration curve of the biotite barometry for granite stones and indicates the formation of biotites at these temperatures. It is relatively high and at a depth of less than 3 km. Oxygen fugacity changes from 10-10 to 10-12 bar during crystallization, which provides a suitable environment for gold and copper mineralization in epithermal and porphyry systems.

کانی‌شناسی و شیمی کانی بیوتیت در گرانودیوریت‌های ناحیه دالایون (جنوب بروجرد - ایران)

سید وحید شاهرخی*

گروه زمین‌شناسی، واحد خرم‌آباد، دانشگاه آزاد اسلامی، خرم‌آباد، ایران

چکیده

توده گرانیتیویدی دالایون در جنوب بروجرد و در شمال استان لرستان واقع شده و بخشی از پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان است. ترکیب سنگ‌شناسی این توده شامل گرانودیوریت، گرانیت، پگماتیت‌گرانیت، تونالیت، کوارتزیدیوریت، پگماتیت‌تورمالین‌دار، و رگه‌های کوارتز تورمالین است که در سنگ‌های آتشفشانی و دگرگونی ناحیه‌ای نفوذ کرده است. مجموعه کانی‌های توده گرانودیوریتی با شاخص رنگی لوکوکرات تا مزوکرات شامل کانی‌های اصلی کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوز و میکروکلین و کانی‌های فرعی بیوتیت، مسکوویت، زیرکن، گارنت، آپاتیت، روتیل، لوکوکسن، کانی‌های تیتانیم‌دار و اسفن می‌باشد. کانی‌های شاخص فرومنیزین در این سنگ‌ها بیوتیت است که از لحاظ ترکیبی غنی از منیزیم و فقیر از کربن بوده و ماهیت اولیه دارند. مقدار نسبت $Fe/Fe+Mg$ میانگین 0.44 (apfu) را نشان می‌دهد که بر این اساس میکاهای مورد بررسی در محدوده بیوتیت و در میان قطب سیدروفیلیت و آنتی جای می‌گیرند. میانگین دمای تبلور بیوتیت‌ها $681^\circ C$ و میانگین فشار تشکیل بر اساس آلومینیم کل بیوتیت‌ها $2/95$ kb است که نشان‌دهنده تشکیل در ژرفای کم است. بر اساس نسبت‌های MgO و FeO و Al_2O_3 بیوتیت‌ها، ماگمای سازنده گرانودیوریت از نوع کالک آلکان کوهزایی است. وجود فوگاسیته نسبتاً بالای اکسیژن و محیط اکسیدان نشان‌دهنده ماگمای با منشا مخلوط گوشته-پوسته و سنگ میزبان سری گرانیتیویدی مگنتیتی و گرانیتیوید نوع I برای بیوتیت‌ها است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۷/۱۴

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۱۲/۲۰

تاریخ انتشار: ۱۴۰۳/۰۷/۰۱

کلیدواژه‌ها:

بیوتیت

گرانودیوریت

شیمی کانی

دما-فشارسنجی

دالایون

بروجرد

۱- پیش‌نوشتار

بیوتیت یک کانی مهم فرومنیزین و یک کانی مافیک آب‌دار است که در طیف گسترده‌ای از شرایط دما و فشار متبلور می‌شود. همچنین بیوتیت کانی متداول در بسیاری از انواع سنگ‌های آذرین و دگرگونی است که نسبت به کمترین تغییر در شرایط فیزیکوشیمیایی مانند تغییر دما، فشار، ترکیب ماگما و تغییرات فوگاسیته اکسیژن و هالوژن‌ها عکس العمل نشان می‌دهد (Speer, 1984). بیوتیت همراه با مجموعه کانی‌های مافیک همانند هورنبلند، تیتانیت و اکسیدهای آهن-تیتانیم در گرانیتیویدهای کالک آلکان دیده می‌شود که عمدتاً همراه و در میان کوارتز و فلدسپارها قرار گرفته و ترکیب آن وابستگی فراوان به ماهیت ماگمایی دارد که از آن متبلور می‌شود (Abdel-Rahman, 1994; Wones and Eugster, 1965). تشخیص منشا بیوتیت در تفاسیر سنگ‌شناسی (پترولوژی) پیش از ترسیم نمودارهای

پتروژنتیک و تفکیک از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است، زیرا اثر دگرگونی، دگرسانی گرمایی و مجموعه کانی‌های همزیست می‌توانند موجب تغییر ترکیب اولیه بیوتیت شوند (Dubosq et al., 2019). تعیین ترکیب بیوتیت سنگ‌های آذرین و دگرگونی در مطالعات سن‌سنجی (Dubosq et al., 2019) همانند $^{40}Ar/^{39}Ar$ ، K/Rb و K/Ar (ترموتری) (Henry and Guidotti, 1985) و تفکیک نوع ماگمای میزبان همانند آلکان، کالک آلکان و پرآلومین کمک شایانی می‌نماید (Abdel-Rahman, 1994; Bell et al., 2017; Nachit et al., 2005) هرچند در روش‌های سن‌سنجی مانند $Ar-Ar$ و $K-Ar$ به دلیل از دست دادن Ar در طول رویدادهای گرمایی سیستم باز، به برگشت دگرگونی حساس است (Dickin, 2018). به کمک این کانی می‌توان تخمین کمی و کیفی مناسبی از فشار، دما، فوگاسیته

* نویسنده مسئول: سید وحید شاهرخی؛ E-mail: Vahid.Shahrokhi@gmail.com

ماخذنگاری:

شاهرخی، س. و.، ۱۴۰۳، کانی‌شناسی و شیمی کانی بیوتیت در گرانودیوریت‌های ناحیه دالایون (جنوب بروجرد - ایران). فصلنامه علمی علوم زمین، ۳۴(۳)، ۱۳۳-۱۰۳. <https://doi.org/10.22071/gsj.2024.419564.2117>

doi: 10.22071/gsj.2024.419564.2117

doi: 20.1001.1.10237429.1403.34.3.7.5

حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است.

This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)

مخروطه‌افکنه‌ها و آبرفت پادگانه‌های رودخانه‌ای را شامل می‌شود که از کنگلومرا و ماسه دانه درشت با سخت شدگی خیلی ضعیف تا سخت نشده تشکیل شده‌اند. واحد دوکی شکل گرانیت-گرانودیوریت دالایون دنباله جنوب‌خاوری توده بروجرد است که محور طولی آن روند شمال باختر-جنوب خاور دارد. درازای این محور طولی حدود ۶۰ کیلومتر و پهنای آن به طور میانگین از ۷ تا ۸ کیلومتر تغییر می‌کند. این پهنا در جنوب خاوری توده در ناحیه دالایون به ۲ تا ۳ کیلومتر می‌رسد. دایک‌های پگماتیتهای شمال تا شمال‌خاور ناحیه دالایون به پهنای حدود ۲ کیلومتر و درازای حدود ۱۳ کیلومتر رخنمون دارند. هور نفلس کردیریت، آندالوزیت‌دار در حاشیه توده گرانیتویدی با پهنای حدود ۱ تا ۱/۵ کیلومتر وجود دارد. در حاشیه بیرونی نوار هور نفلسی، نوار مربوط به شیب‌های لکه‌دار با پهنای متفاوت از ۱ تا ۲ کیلومتر در اطراف توده گرانیتویدی تشکیل شده که کانی‌های کردیریت و آندالوزیت لکه‌های آن را تشکیل می‌دهند. این لکه‌های کردیریت و آندالوزیت به دلیل ناپایداری، به تجمعی از کانی‌های کلریت و سربسیت تجزیه شده‌اند (شکل ۱).

بر اساس مطالعات انجام شده بر روی سنگ کل، ماگمای مولد گرانودیوریت‌ها، از نوع کالک‌آلکانل فرورانشی، پرآلومینوس، غنی از منیزیم و دارای منشء عمیق بوده و در سری مگنتیتی قرار می‌گیرند (صادقی، ۱۳۹۰؛ شاهرخی، ۱۳۹۹).

۲- روش پژوهش

ترکیب کانی‌شناسی و ژئوشیمی بیوتیت‌های ناحیه دالایون به کمک مقاطع نازک-صیقلی تهیه شده از ۲۰ نمونه غیرهوازده سطحی برداشت شده از بخش‌های مختلف منطقه دگرسان تعیین گردید. بیوتیت‌های مورد استفاده و همگی فاقد آثار خمیدگی، دگرشکلی، چین خوردگی، هوازدگی و دگرسانی بوده از واحد گرانودیوریتی برداشت شده‌اند. همچنین به کمک آنالیز الکترون‌میکروپروپ برای ۲۰ نقطه و با استفاده از دستگاه CAMECA-SX-100 و استانداردهای مختلف برای ۱۲ پارامتر در آزمایشگاه الکترون‌میکروپروپ مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران ترکیب بیوتیت تعیین گردید. ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه ۱۵ کیلو الکترون ولت (KeV) و شدت جریان ۲۰ نانو آمپر (nA) بوده است. خطای آنالیز برای عناصر اصلی %۱ نسبی و برای عناصر فرعی %۵ نسبی است. فرمول ساختاری بیوتیت براساس ۲۲ اکسیژن محاسبه شد. از آنجا که منگنز و آهن دو ظرفیتی متداول‌ترین حالت در بیوتیت می‌باشند (Bloodaxe et al., 1999) بنابر این کاتیون‌های آهن و منگنز دو ظرفیتی در نظر گرفته شد. لازم به ذکر است که محاسبه نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} با توجه به عدم توانایی دستگاه امکان‌پذیر نبود (جدول ۱).

۳- داده‌ها و اطلاعات

۳-۱- ویژگی‌های صحرایی و پتروگرافی واحدهای بیوتیت‌دار

در ناحیه دالایون توده گرانیتویدی و سنگ‌های دگرگونی شامل اسلیت، فیلیت و شیبست بیشترین گسترش را دارند. توده گرانیتویدی شامل گرانودیوریت، گرانیت، پگماتیت گرانیت، تونالیت، کوارتز دیوریت، پگماتیت تورمالین‌دار، و رگه‌های کوارتز تورمالین است که در سنگ‌های آتشفشانی و سنگ‌های دگرگونی نفوذ کرده است (شاهرخی، ۱۳۹۹). بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعات کانی‌شناسی، گرانودیوریت‌ها سنگ میزبان بیوتیت‌ها بوده و شاخص رنگی آن‌ها لوکوکرات تا مزوکرات است که ترکیب کانی آنها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوز و میکروکلین به عنوان کانی اصلی و بیوتیت، مسکوویت، زیرکن، گارنت، آپاتیت، روتیل، لوکوکسن، کانی‌های تیتانیم‌دار و اسفن به عنوان کانی فرعی می‌باشند.

کوارتز ۴ تا ۲۰ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص داده و به صورت بلورهای ریز تا متوسط‌دانه مجزا و یا تجمعی از بلورهای بی‌شکل با مرزهای مضرسی به صورت همراه با پلاژیوکلاز، فلدسپار آلکانل و مقدار کمی اسفن، روتیل و آپاتیت قابل مشاهده است (شکل ۲-ا). پلاژیوکلازها به طور متوسط ۴۵-۲۵ درصد حجم

اکسیژن و محیط زمین‌ساختی ارائه نمود (López-Munguiral et al., 2002; Mata, 1999; Klein and Hurlbut, 2001; et al.). ویژگی‌های ژئوشیمیایی، کانی‌شناسی و سازوکار تشکیل سنگ‌های گرانیتی را می‌توان به کمک دگرسانی گرمایی بیوتیت به کلریت بررسی نمود (Morad et al., 2011; Zadmehr and Shahrokh, 2019). این ویژگی‌ها موجب می‌شود تا استفاده از کانی بیوتیت در مطالعات سنگ‌شناختی مبتنی بر شیمی کانی، اهمیت ویژه‌ای داشته باشند. ژئوشیمی بیوتیت می‌تواند اطلاعات ارزشمندی در خصوص شرایط دما، فشار، ترکیب و شرایط اکسیداسیون-احیا ماگما فراهم نموده و داده‌های مفیدی در خصوص شرایط فیزیکی شیمیایی ماگمای مادر به‌ویژه در سنگ‌های آذرین درونی ارائه می‌نماید. سنگ‌های ماگمایی ناحیه دالایون تاکنون به لحاظ ژئوشیمی و سنگ‌نگاری مورد بررسی قرار گرفته‌اند اما هدف از این مقاله، بررسی دقیق ساختار گرانودیوریت‌ها، تعیین پتروژنز، تحولات ماگمایی و محیط زمین‌ساختی گرانیتویدها بر اساس شیمی کانی بیوتیت است که در طی چندسال اخیر مورد توجه پژوهشگران در ایران و جهان قرار گرفته و می‌تواند در تفسیر بهتر ویژگی‌های زمین‌ساختی-ماگمایی و سنگ‌زایی ناحیه دالایون مورد استفاده قرار گرفته و مکمل داده‌های ژئوشیمی و سنگ‌شناسی باشد. در این مقاله، افزون بر توصیف ترکیب شیمیایی بیوتیت در گرانودیوریت‌های ناحیه دالایون، محیط زمین‌ساختی، سری ماگمایی، فوگاسیته اکسیژن ماگما، فشارسنجی و دماسنجی سنگ‌میزبان بیوتیت‌ها مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

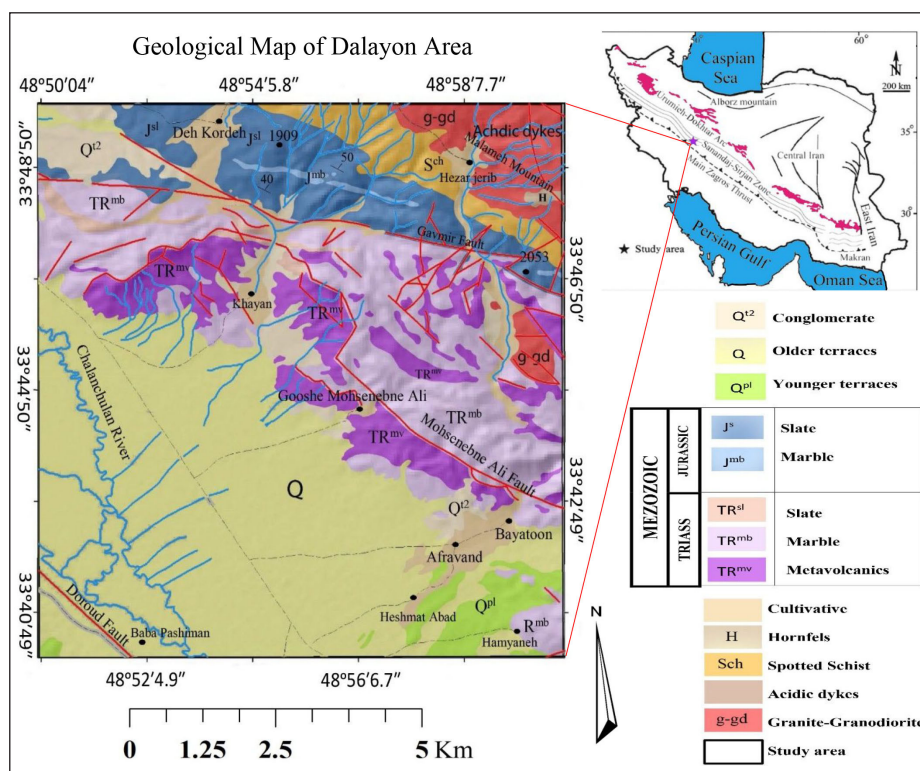
ناحیه دالایون در حد فاصل طول‌های ۴۸° ۵۰' تا ۴۹° ۰۰' خاوری و عرض‌های ۴۰' ۳۳° تا ۳۳° ۵۰' شمالی در جنوب شهرستان بروجرد و در شمال گسل محسن بن علی واقع شده است (شکل ۱). از دیدگاه تقسیمات زمین‌شناسی ساختاری، این ناحیه بخشی از پهنه دگرگونی سندج-سیرجان (Stocklin, 1968) است که در زیر پهنه بیستون شامل کرنات‌های محیط کم عمق دریا به سن تریاس پسین تا کرتاسه پسین قرار می‌گیرد (Mohajjeh and Sahandi, 2001). قدیمی‌ترین واحدهای سنگی متعلق به تریاس بالایی-ژوراسیک است که با گسترش قابل توجه توالی نسبتاً یکنواختی از اسلیت، شیبست بارگه و رگچه‌های سیلیسی و میکاشیست کوردیریت و سیلمانیت‌دار به همراه هورنفلس‌های سیاه رنگ و ماسه‌سنگ‌های دگرگون‌شده را در بر می‌گیرد (شاهرخی، ۱۳۸۱).

ستبرای این توالی و تغییرات جانبی لایه‌ها به دلیل مشخص نبودن حد زیرین رسوبات تریاس بالایی-ژوراسیک، به هم‌ریختگی زمین‌ساختی، دگرشکلی‌های متعدد و یکنواختی توالی رسوبات در مقیاس ناحیه‌ای به طور دقیق قابل اندازه‌گیری و قابل پی‌گیری نیست (لطفی و شاهرخی، ۱۳۸۲). هاله دگرگونی مجاورتی با نفوذ ماگما در ژوراسیک میانی (~165Ma) (Esna-Ashari et al., 2012) و شکل‌گیری توده گرانیتویدی به وجود آمده (Esna-Ashari et al., 2016) و موجب تشکیل شیبست‌های لکه‌دار و مقدار کمی هورنفلس شده است. رخساره کنگلومرا و ماسه‌سنگ پیش‌رونده کرتاسه توالی تریاس بالا-ژوراسیک را در جنوب ناحیه مورد مطالعه می‌پوشاند (لطفی و شاهرخی، ۱۳۸۲؛ شاهرخی، ۱۳۸۱). ساختمان زمین‌شناسی منطقه به وسیله پدیده‌های دگرگونی و فعالیت‌های ماگمایی درونی و بیرونی تحت تاثیر قرار گرفته و ریخت‌شناسی کلی منطقه را ایجاد نموده است (زارعی‌سهامیه و همکاران، ۱۳۸۶).

بر اساس مطالعات صحرایی انجام شده، واحدهای سنگی تریاس را سنگ آهک دگرگون شده با درون لایه‌هایی از رسوبات پلیتی و فیلیتی همراه با سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده تشکیل می‌دهند. در بالای این مجموعه شیبست پلیتی تیره و سیاه‌رنگ مسکوویت-کلریت و بیوتیت‌دار همراه با درون لایه‌هایی از سنگ آهک نازک تا متوسط لایه چرتی، دولومیت، سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده اسید و متوسط تا بزرگ قرار دارد. واحد سنگی ژوراسیک مشتمل بر سربسیت شیبست سیاه‌رنگ یا فیلیت‌های شازند است که از سربسیت-کلریت شیبست‌های خاکستری تیره متمایل به سیاه و به شدت چین‌خورده تشکیل شده‌اند. نهشته کواترن آبرفت

بیوتیت اغلب با بلورهای رشته‌ای، خودشکل، با رنگ قهوه‌ای و چند رنگی قوی و شاخص از قهوه‌ای تیره تا روشن بوده و ۱۵-۱۰ درصد از حجم کلی سنگ را به خود اختصاص می‌دهند (شکل ۲-۲). در گروهی از بیوتیت‌ها پدیده کلریتی شدن قابل مشاهده است. کلریت‌ها به صورت درشت‌بلور و گاهی نیز به صورت سوزنی و بسیار باریک حضور دارند. در برخی بخش‌ها، درشت‌بلورهای کلریت اغلب حاوی ادخال‌های بی‌شکلی از روتیل و اسفن هستند (شکل ۲-۲). تجمع این کانی در نواحی میلوینیتی شده است به طوری که کشیدگی آن‌ها در مسیر تغییر شکل (Strain) ناشی از نیروهای فشارشی بیشترین فراوانی را نشان می‌دهد. همچنین رشته‌های بیوتیت تغییر شکل‌هایی را به صورت خمیدگی و یا چین خوردگی بلورها در سطح مقطع نشان می‌دهند (شکل ۲-۲).

سنگ را به خود اختصاص داده، به صورت خودشکل تا نیمه‌شکل دار و گاهی دارای منطقه‌بندی (زونینگ) به اندازه دو تا سه میلی‌متر دیده شده و ترکیب آنها به طور عمده الیگوکلاز است (شکل ۲-۲). فلدسپار آلکالن با فراوانی کمتر نسبت به پلاژیوکلاز، با فراوانی ۵ تا ۱۵ درصد به صورت خودشکل تا نیمه‌شکل دار به اندازه دو تا سه میلی‌متر حضور داشته و از نوع میکروکلین-پریت می‌باشند که تا حدودی تحت تاثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند. مسکوویت بیشتر یک کانی ثانوی بوده و به صورت پراکنده در حاشیه بیوتیت دیده می‌شود (شکل ۲-۲). آپاتیت با حدود یک درصد حجمی رایج‌ترین کانی فرعی موجود در این سنگ‌ها بوده و در اندازه‌های مختلف از بلورهای خود شکل بزرگ تا بلورهای شش گوش کوچک به صورت ادخال در بیوتیت و پلاژیوکلاز دیده می‌شود (شکل ۲-۲).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ناحیه دالایون و موقعیت آن در پهنه سنندج-سیرجان.

Figure 1. Geological map of Dalayon area and Its location in the Sanandaj-Sirjan zone.

جدول ۱- نتایج آنالیز الکترون میکروپروپ از بیوتیت‌های موجود در گرانودیوریت‌های ناحیه دالایون.

Table 1. Electron probe microprobe analysis results of biotites in granodiorites from Dalayon area.

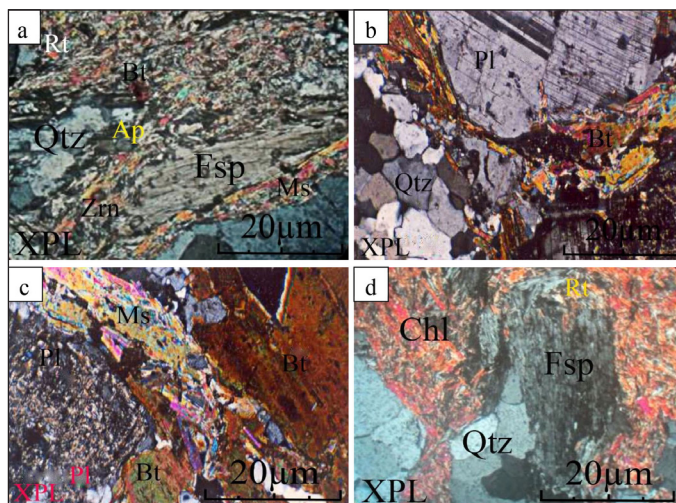
	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S10
SiO ₂	33.79	34.68	34.42	34.97	31.00	33.80	32.30	33.70	32.90	33.63
TiO ₂	3.86	3.79	3.63	3.82	1.87	3.74	3.89	3.08	2.91	3.25
Al ₂ O ₃	15.15	16.29	15.05	16.74	16.91	15.20	15.89	16.59	15.95	16.35
FeO	18.35	19.35	17.99	18.29	18.00	18.15	20.17	17.00	19.19	18.30
MnO	0.13	0.14	0.13	0.23	0.30	0.25	0.20	0.15	0.22	0.24
MgO	13.56	12.04	14.00	12.45	13.72	12.05	11.63	14.59	10.80	13.19
BaO	0.02	0.04	0.04	0.02	0.04	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.05	0.09	0.08	0.06	0.05	0.05	0.08	0.07	0.06	0.08
K ₂ O	9.50	9.36	9.37	9.45	9.41	9.43	9.36	9.34	9.35	9.28
H ₂ O	1.59	1.81	1.62	1.75	1.72	1.64	1.68	1.80	1.66	1.65

ادامه جدول ۱- نتایج آنالیز الکترون میکروپروب از بیوتیت‌های موجود در گرانودیوریت‌های ناحیه دالایون.

Continued from Table 1. Electron probe microprobe analysis results of biotites in granodiorites from Dalayon area.

	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S10
Total	96.00	97.59	96.33	97.78	93.02	94.33	95.22	96.35	93.06	95.99
Si	5.71	5.68	5.36	5.40	5.62	5.78	5.10	5.78	5.47	5.75
Al^{IV}	2.29	2.32	2.64	2.60	2.38	2.22	2.90	2.22	2.53	2.25
Al	2.71	3.38	2.65	3.61	3.69	2.82	3.45	3.55	3.51	3.40
Al^{VI}	0.42	1.06	0.01	1.01	1.31	0.60	0.55	1.33	0.98	1.15
Ti	0.44	0.42	0.41	0.43	0.22	0.43	0.44	0.35	0.33	0.38
Fe²⁺	2.44	2.45	2.23	2.31	2.25	2.29	2.60	2.18	2.44	2.43
Mn	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03
Mg	3.26	2.72	3.42	2.81	3.32	2.72	2.70	3.33	2.55	3.19
Ba	0.001	0.003	0.003	0.001	0.003	0.001	0.001	0.003	0.001	0.001
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
K	1.81	1.77	1.78	1.80	1.79	1.80	1.77	1.76	1.76	1.74
Total	16.401	16.473	15.893	16.411	16.943	15.881	16.101	16.993	16.111	16.941
Fe/Fe+Mg	0.43	0.47	0.40	0.45	0.40	0.46	0.49	0.40	0.49	0.43
Mg/Mg+Fe	0.57	0.53	0.60	0.55	0.60	0.54	0.51	0.60	0.51	0.57
T(°K)	981.98	971.85	986.06	988.73	895.37	990.63	969.38	959.74	932.71	950.72
T(°C)	708.83	612.85	712.91	715.58	622.22	717.48	696.23	686.59	659.56	677.57
P(Kb)	1.35	3.36	1.15	4.05	3.30	1.66	3.57	3.87	3.75	3.47

	S11	S12	S13	S14	S15	S16	S17	S18	S19	S20
SiO₂	33.75	33.69	33.61	30.95	32.91	34.69	34.41	33.79	34.91	33.61
TiO₂	4.11	3.30	3.09	3.59	3.79	3.26	3.29	3.99	3.79	3.81
Al₂O₃	16.21	16.09	16.59	16.29	15.99	16.29	16.26	15.19	15.24	15.21
FeO	18.19	18.35	20.11	16.61	18.31	18.29	17.99	17.59	19.39	18.10
MnO	0.19	0.30	0.41	0.16	0.15	0.30	0.35	0.31	0.35	0.12
MgO	14.30	13.55	11.99	14.60	13.21	12.46	14.03	13.75	12.09	12.08
BaO	0.05	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.02	0.02
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na₂O	0.07	0.06	0.08	0.06	0.09	0.06	0.05	0.06	0.08	0.06
K₂O	5.51	7.04	8.01	5.29	7.97	7.05	7.18	8.06	6.45	7.44
H₂O	1.73	1.60	1.78	1.82	1.69	1.59	1.71	1.64	1.81	1.74
Total	94.11	94.99	95.71	89.41	94.15	94.09	95.31	94.43	94.04	92.20
Si	5.81	5.80	5.74	5.59	5.45	5.67	5.34	5.69	5.61	5.69
Al^{IV}	2.24	2.21	2.27	2.38	2.56	2.31	2.66	2.31	2.39	2.30
Al	3.41	3.34	3.66	3.45	3.25	3.45	3.41	2.86	2.84	2.85
Al^{VI}	1.17	1.13	1.39	1.07	0.69	1.14	0.79	0.55	0.45	0.55
Ti	0.38	0.37	0.35	0.39	0.45	0.40	0.41	0.41	0.43	0.39
Fe²⁺	2.29	2.45	2.58	2.18	2.31	2.44	2.25	2.31	2.51	2.29
Mn	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	0.03	0.05	0.04	0.03	0.02
Mg	3.36	3.26	2.72	3.86	3.11	2.81	3.31	3.28	2.75	2.75
Ba	0.003	0.001	0.001	0.001	0.003	0.003	0.003	0.003	0.001	0.001
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
K	1.27	1.54	1.67	1.25	1.67	1.54	1.57	1.74	1.41	1.64
Total	16.613	16.811	16.791	16.781	16.283	16.353	16.343	16.313	15.611	15.691
Fe/Fe+Mg	0.40	0.45	0.49	0.36	0.43	0.46	0.40	0.40	0.47	0.45
Mg/Mg+Fe	0.59	0.60	0.51	0.64	0.57	0.54	0.59	0.60	0.50	0.54
T(°K)	965.70	949.38	933.14	980.34	998.93	963.48	984.17	978.73	971.72	960.87
T(°C)	692.55	676.23	659.99	707.19	725.78	690.33	711.02	705.58	698.57	687.72
P(Kb)	3.80	3.59	4.56	3.92	3.31	4.16	3.80	2.13	2.08	2.11



شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع نازک ناحیه دالایون. (a) کوارتز، فلدسپار، مسکوویت و بیوتیت در زمینه ریز از سریسیت-مسکوویت، کلریت، آپاتیت، روتیل و کانی‌های تیتانیوم‌دار. (b) حضور پلاژیوکلاز هم‌رشد با کوارتز همراه با رشته‌های بیوتیت و مسکوویت با جهت یافتگی ناشی از خردشدگی با فابریک میلونیتی. (c) قطع شدگی بلور اولیه بیوتیت توسط تیغه‌های بهم فشرده مسکوویت همراه با پلاژیوکلاز سریسیتی شده. (d) حضور کوارتز و فلدسپار همراه با ریزبلورهای روتیل و اسفن درون بلورهای کلریت. علائم اختصاری بر اساس سیولا و اشمیت (Siivola and Schmid, 2017).

Figure 2. Microscopic images of thin and polish sections of Dalayon area. a) Quartz, feldspar, muscovite, and biotite in the fine field of sericite-muscovite, chlorite, apatite, rutile and titanium-bearing minerals. b) The presence of plagioclase with quartz along with biotite and muscovite strands with the direction of finding due to crushing with mylonitic fabric. c) Disruption of the primary biotite crystal by compressed blades of muscovite with plagioclase sericitized. d) Presence of quartz and feldspar along with microcrystals of rutile and sphene inside chlorite crystals. Abbreviation from (Siivola and Schmid, 2017).

نشان می‌دهد که نمونه‌های ناحیه دالایون در محدوده بیوتیت‌های غنی از منیزیم قرار گرفته‌اند (شکل ۴-ا). مقدار TiO_2 در نمونه‌های مورد بررسی، از ۱/۸۷ تا ۳/۸۹ درصد وزنی با میانگین ۳/۳۸ درصد وزنی و مقدار Ti از ۰/۲۲ apfu تا ۰/۴۴ apfu با میانگین ۰/۳۸ apfu متغیر است.

در صورتی که بیوتیت‌ها اولیه و ماگمایی باشند می‌توانند منعکس‌کننده شرایط سنگ‌های ماگمایی میزبان آن‌ها باشند، بر این اساس به منظور تفکیک بیوتیت‌های اولیه از ثانویه می‌توان از نمودار مثلثی $10TiO_2-MgO-FeO+MnO$ (استفاده نمود (Nacht et al., 2005)). این نمودار بیوتیت‌های اولیه ماگمایی را از بیوتیت‌های نوظهور و بیوتیت‌های دوباره متعادل شده تفکیک می‌کند. قرارگیری نمونه‌های ناحیه مورد مطالعه در این نمودار نشان می‌دهد که بیوتیت‌ها اغلب از نوع اولیه و ماگمایی هستند. برخی از نمونه‌ها نیز در محدوده بیوتیت‌های تازه متعادل شده قرار گرفته‌اند که می‌تواند به دلیل محتوای کمتر TiO_2 این نمونه‌ها باشد (شکل ۴-ب). از سوی دیگر، طبقه‌بندی متداول چهارضلعی (ASPE) نیز به منظور جداسازی آنتیت، سیدروفیلیت، فلوگوپیت و ایستونیت که بر اساس دو متغیر Al^{IV} در برابر $Fe/(Fe+Mg)$ طراحی شده است (Deer et al., 1992)، ترکیب نمونه‌های ناحیه دالایون در محدوده بیوتیت و بین قطب سیدروفیلیت-آنتیت قرار گرفته و هیچ‌یک از نمونه‌ها در محدوده فلوگوپیت قرار ندارند (شکل ۴-ج).

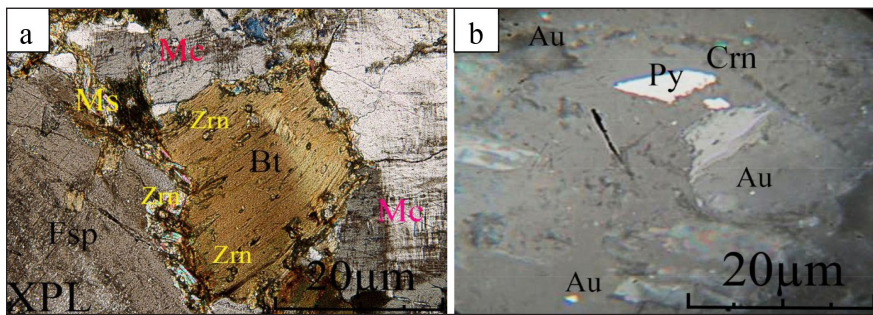
زیرکن به ابعاد تا ۰/۴ میلی‌متر به صورت تک بلورهای پراکنده و عمدتاً خودشکل و گاهی نیمه‌شکل‌دار در میان بیوتیت قابل تشخیص است (شکل ۳-ا). مطالعات کانه‌نگاری نشان‌دهنده وجود کانه‌هایی همانند پیریت، هماتیت، لیمونیت، طلا و کرم‌دوم است که با نزدیک شدن به حاشیه توده نفوذی دیده می‌شوند. این امر می‌تواند ناشی از تاثیر توده نفوذی و سیالات پس ماگمایی در کانه‌زایی در این سنگ‌ها باشد (شکل ۳-ب).

۴- بحث

۴-۱- زمین‌شیمی

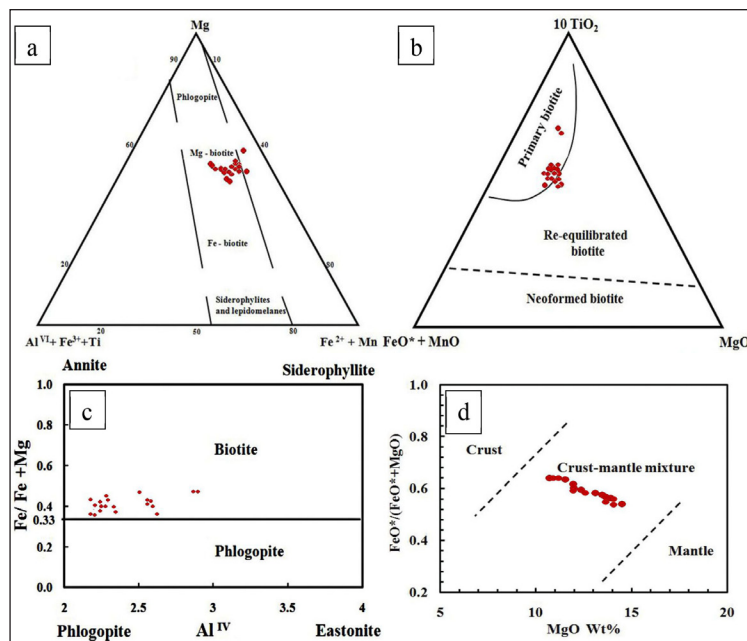
شیمی کانی بیوتیت

با استفاده از آنالیز الکترون مایکروپروپ، بیوتیت‌های موجود در ناحیه مورد مطالعه مورد بررسی قرار گرفتند (جدول ۱). بر اساس این جدول، محتوای FeO نمونه‌ها (۱۷/۰-۲۰/۱۷) با میانگین ۱۸/۵ و محتوای MgO آن‌ها (۱۰/۸۰-۱۴/۵۹) با میانگین ۱۲/۸۰ است. بنابراین می‌توان گفت که تشکیل دهنده بیوتیت‌ها عضو انتهایی سیدروفیلیت-آنتیت است. همچنین رده‌بندی میکاها با استفاده از مقادیر کاتیونی Mg ، Fe^{2+} ، Mn ، Ti و Al^{VI} و تعیین ارتباط این کاتیون‌ها با نوع بیوتیت (Foster, 1960)



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از مقاطع نازک و صیقلی ناحیه دالایون. (a) تک بلورهای پراکنده و عمدتاً خودشکل و گاهی نیمه‌شکل دار زیر کن در میان بیوتیت در کنار بلورهای فلدسپار، میکروکلین و مسکوویت. (b) حضور پیریت و ذرات بسیار ریز طلا همراه با دانه‌های ریز کربندوم (باقوت آبی). علائم اختصاری بر اساس سیولا و اشمیت (Siivola and Schmid, 2017).

Figure 3. Microscopic images of thin and polished sections of Dalayon area. a) Scattered and mostly self-shaped and sometimes semi-shaped single crystals of zircon among biotite, next to feldspar, microcline, and muscovite crystals. b) The presence of pyrite and very fine particles of gold along with fine grains of corundum (blue ruby). Abbreviation from (Siivola and Schmid, 2017).



شکل ۴- (a) نمودار سه‌تایی $Al^{VI}+Fe+Ti-Mg-Fe+Mn$ (Foster, 1960). جهت تفکیک بیوتیت‌های آهن و منیزیم‌دار و قرارگیری نمونه‌ها در محدوده بیوتیت منیزیم‌دار. (b) نمودار مثلثی $10TiO_2 - FeO^*+MnO - Mg$ (Nachit et al., 2005) و موقعیت بیوتیت‌های ناحیه دالایون. (c) نمودار دوتایی $Fe/Fe+Mg$ در برابر Al^{IV} (Deer et al., 1992) و قرارگیری تمامی نمونه‌ها در محدوده بیوتیت. (d) نمودار دوتایی $FeO/FeO+MgO$ در برابر MgO بیوتیت‌ها (Zhou, 1986).

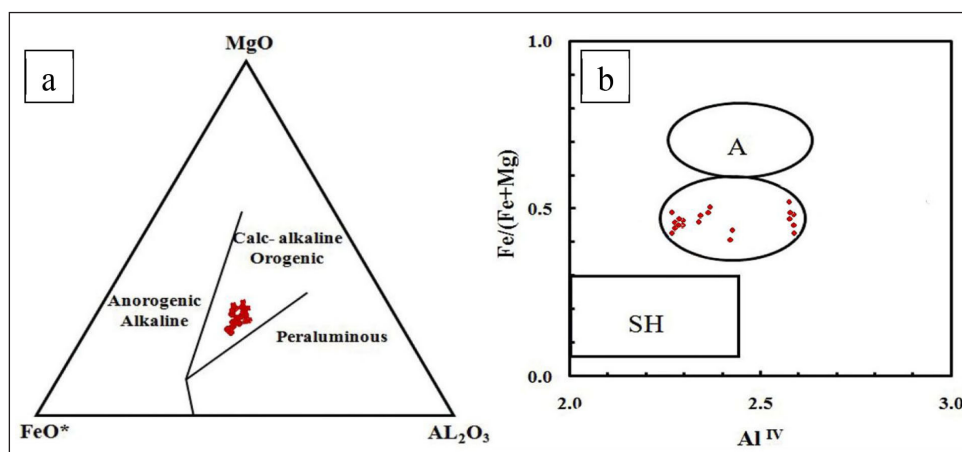
Figure 4-a) Triangular diagram $Al^{VI}+Fe+Ti-Mg-Fe+Mn$ (Foster, 1960) and placing samples in the range of magnesium-bearing biotites. b) Triangular diagram of $10TiO_2 - FeO^*+MnO - Mg$ (Nachit et al., 2005) and the position of biotites in Dalayon area. c) Diagram of $Fe/Fe+Mg$ to Al^{IV} (Deer et al., 1992) and placing all samples in the biotite range. d) Diagram of $FeO/FeO+MgO$ to MgO of biotites (Zhou, 1986).

– شاخص پر آلومینه بیوتیت و سنگ میزبان

مقادیر $Fe/(Fe+Mg)$ و تغییرات میزان Al کل بیوتیت می‌تواند بیانگر شاخص پر آلومینه ماگمای میزبان و شرایط ماگمای مولد باشد (Lalonde and Bernard, 1993). بیوتیت میزبان آلومینیم اضافه در گرانت‌های پر آلومینوس است (Speer, 1984). نمودار دوتایی $FeO/(FeO+MgO)$ در برابر MgO در بیوتیت‌ها قادر است منشأ سنگ‌های گرانتیویدی را تفکیک کند. در این نمودار گرانتیویدهایی با منشأ جبهه، پوسته و جبهه-پوسته از یکدیگر تفکیک شده‌اند (Zhou, 1986). بر اساس این نمودار، نمونه‌های بیوتیت ناحیه دالایون در بخش میانی نمودار قرار می‌گیرند، که نشان‌دهنده منشأ جبهه-پوسته برای توده گرانتیویدی بوده و با سری مگنتیتی این توده همخوانی دارد (شکل ۴-d). با توجه به این که گرانتیویدهای سری مگنتیتی در مقایسه با سری ایلمنیتی در عمق بیشتر و در جبهه بالایی-پوسته زیرین تشکیل می‌شوند (Ishihara, 1977)، بنابراین، آهن و منیزیم بیوتیت تحت تاثیر عمق تشکیل ماگمای سازنده قرار می‌گیرد. بر این اساس، بیوتیت گرانت‌های عمیق غنی از منیزیم و بیوتیت‌های گرانت‌های کم عمق غنی از آهن هستند (Yang et al., 1986). به این ترتیب، نمونه‌های بیوتیت ناحیه دالایون به درستی منشأ عمیق را برای توده گرانتیویدی مولد ارائه می‌دهد. داده‌های سنگ کل محاسبه شده برای ناحیه مورد مطالعه این مطلب را تایید می‌کند (صادقی، ۱۳۹۰؛ شاهرخی، ۱۳۹۹).

– تعیین سری ماگمایی و محیط زمین ساختی

بیوتیت یک کانی مستعد برای تعیین ماهیت و شرایط فیزیکوشیمیایی ماگمای والد است. بیوتیت‌های آذرین حاوی اطلاعات معتبر پتروژنتیکی، برای شناسایی محیط زمین‌شناختی گرانتیویدها است (Abdel-Rahman, 1996). با استفاده از آنالیز اکسیدهای MgO ، Al_2O_3 و FeO در کانی بیوتیت، نمودارهای متفاوتی برای تعیین سری ماگمای ارائه شده که سنگ‌های گرانتیویدی را در سه سری ماگمایی و سه محدوده زمین‌ساختی رده‌بندی می‌کنند. در نمودار یادشده نمونه‌های مورد مطالعه بیوتیت در پهنه C قرار گرفته که مرتبط با محدوده بیوتیت سنگ‌های کالک آلکالن فرورانشی است (شکل ۵-a). همچنین به منظور تفکیک سنگ گرانتی بیوتیت‌ها می‌توان از نمودار نسبت $Fe/(Fe+Mg)$ در برابر Al^{IV} استفاده نمود که توانایی تفکیک انواع گرانت‌ها بر اساس خاستگاه آن‌ها را دارد (Jiang et al., 2002). بر اساس این نمودار، داده‌های به دست آمده از بیوتیت‌های ناحیه دالایون در پهنه کوهزایی نوع I قرار می‌گیرد (شکل ۵-b). داده‌های سنگ کل محاسبه شده برای ناحیه مورد مطالعه این مطلب را تایید می‌کند (صادقی، ۱۳۹۰؛ شاهرخی، ۱۳۹۹).



شکل ۵-a) تعیین سری ماگمایی بر اساس شیمی بیوتیت (Abdel-Rahman, 1996) و قرارگیری نمونه‌ها در محدوده کالک آلکالن فرورانشی. A: سری‌های قلیایی (مناطق غیرکششی کوهزایی). C: سری کالک آلکالن (مناطق فرورانشی کوهزایی). P: سنگ‌های پر آلومین (محیط برخوردی، گرانت‌های نوع S). b) نمودار تغییرات نسبت $Fe/(Fe+Mg)$ در برابر Al^{IV} بیوتیت‌ها جهت تفکیک سنگ‌های گرانتی میزبان (Jiang et al., 2002). A: محدوده گرانتیویدهای I-type. SH: سنگ‌های شوشونیتی.

Figure 5-a) Determination of magmatic series based on biotite chemistry (Abdel-Rahman, 1996) and placement of samples in the range of orogenic calc-alkaline. A: Alkaline series (non-extensive orogenic regions). C: calc-alkaline series (mountain subduction zones). P: Peraluminous rocks (impact environment, S type granites). b) the diagram of changes in $Fe/(Fe+Mg)$ ratio to Al^{IV} of biotites for the separation of host granitic rocks (Jiang et al., 2002). A: range of I-type granitoids. SH: shoshonite rocks.

$$a = -2.3594; b = 4.6482 \times 10^{-9}; c = -1.7283 - XMg = Mg/(Mg+Fe)$$

با استفاده از این روش دمای تشکیل بیوتیت‌های ناحیه دالایون 625°C تا 720°C میانگین 625°C خواهد بود.

تخمین فشار انجماد سنگ‌های گرانیتی می‌تواند از محتوای آلومینیم کل بیوتیت و فرمول $P(kb) = 3.03 \times Al - 6.53 (\pm 0.33)$ مورد محاسبه قرار گیرد (Uchida et al., 2007). بر این اساس، کاهش حجم بیوتیت به واسطه جانشینی چرماکیت بین بیوتیت و ماگمای همراه آن عامل ایجاد فشار محاسبه شده بوده و وجود همبستگی مثبت بین فشار انجماد سنگ‌های گرانیتی با محتوای آلومینیم کل بیوتیت قابل مشاهده بوده و همراه با افزایش میزان آلومینیم کل فشار انجماد نیز افزایش می‌یابد.

دامنه تغییرات فشار با استفاده از این فرمول در ناحیه دالایون با احتساب خطای محاسبه شده بین $1/15 \text{ Kb}$ تا $4/05 \text{ Kb}$ با میانگین $2/95 \text{ Kb}$ متغیر بوده که با فشار به دست آمده در منحنی کالبراسیون فشارسنجی بیوتیت برای سنگ‌های گرانیتی (شکل ۶) تطابق داشته و نشان دهنده تشکیل بیوتیت‌ها در ژرفای کمتر از ۳ کیلومتر است.

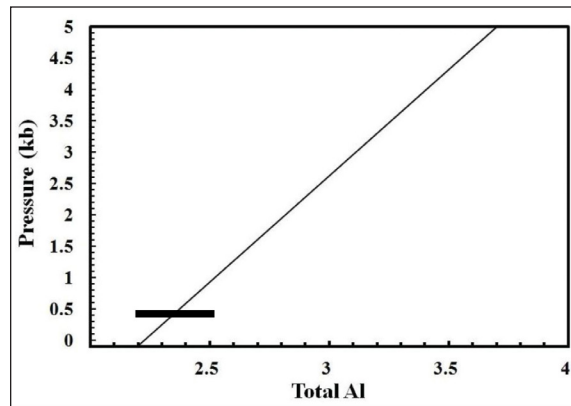
دما-فشارسنجی (ترموبارومتري) بیوتیت

با توجه به این که غلظت Ti و نسبت Ti/Fe^{2+} در بیوتیت نسبت به دما بسیار حساس است، از این رو، دماسنجی سنگ‌های آذرین و دگرگونی با استفاده از بیوتیت نتایج دقیقی ارائه می‌کند (Henry and Guidotti, 1984; Douce, 1993; Luhr et al., 1984).

در این راستا، به منظور تعیین دمای تشکیل بیوتیت‌های ناحیه دالایون از فرمول $T(^{\circ}\text{K}) = 838 / (1.0337 - Ti/Fe^{2+})$ معروف به رابطه Ti/Fe^{2+} استفاده شد (Luhr et al., 1984). بر اساس این دماسنج، بیوتیت‌ها در دمای بین $612/85^{\circ}\text{C}$ تا $717/48^{\circ}\text{C}$ با میانگین $680/98^{\circ}\text{C}$ تشکیل شده‌اند.

همچنین معادله دیگری به صورت زیر برای تعیین دمای تشکیل بیوتیت‌ها بر حسب درجه سانتی‌گراد معرفی شده است که برای 480°C تا 800°C و مقادیر $XMg = 0.275 - 1$ و $Ti = 0.4 - 0.6$ اعتبار دارد (Henry and Guidotti, 1985):

$$T = ([\ln(Ti) - a - c(XMg)^3] / b) / 0.333$$



شکل ۶- فشار تبلور بیوتیت‌ها بر اساس آلومینیم کل و منحنی کالبراسیون فشارسنج بیوتیت برای سنگ‌های گرانیتی (Uchida et al., 2007).

Figure 6. pressure of Biotite crystallization based on total aluminum and biotite manometer calibration curve for granite rocks (Uchida et al., 2007).

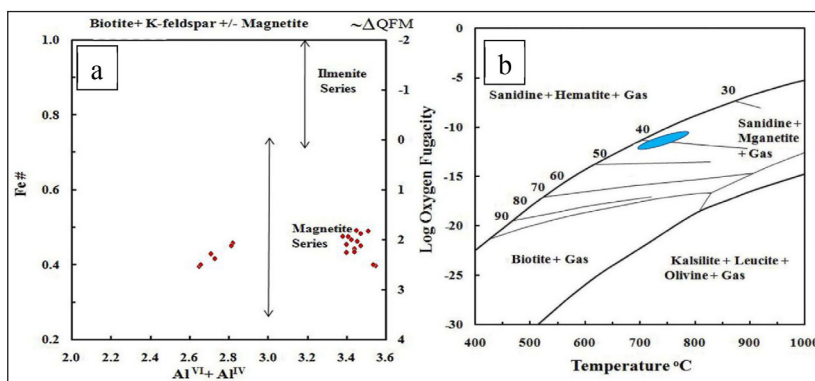
کمک نمودار $Fe\#$ در برابر Al نمونه‌های بیوتیت ناحیه مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای سری مگنتیتی قرار گرفته و میانگین $3/2$ را به عنوان میانگین FQM نشان می‌دهند (شکل ۷-ا). گرانیت‌های سری مگنتیتی به دارا بودن شرایط اکسیدی برای ماگما تفسیر می‌شوند (Ishihara, 1971) هر چند حضور مگنتیت در سنگ‌های احیایی هم امکان‌پذیر است (Anderson et al., 2008; Dall'Agnol et al., 2005; Cunha et al., 2016). همچنین بر اساس این نمودار، ترکیب بیوتیت‌های ناحیه دالایون شرایط اکسیدی برای توده نفوذی را نشان می‌دهد.

همچنین به کمک نمودار $Al^{VI} + Al^{IV}$ در برابر $Fe\#$ می‌توان میزان کمی فوگاسیته اکسیژن را ارائه نمود (شکل ۷-ب). بر اساس این نمودار، میزان فوگاسیته اکسیژن بالا و به میزان $10-10$ تا $12-10$ بار تخمین زده می‌شود که محیط مناسبی جهت کانی‌سازی طلا و مس در سیستم‌های اپی‌ترمال و پورفیری هستند (Sun et al., 2004; Wones, 1981). (and Eugster, 1965).

میزان اکسیداسیون و فوگاسیته اکسیژن ماگما

سنگ‌های گرانیتوئیدی به دو سری مگنتیتی و سری ایلمنیتی تقسیم‌بندی می‌شوند (Ishihara, 1977). بیوتیت‌های سری مگنتیتی نسبت Fe/Mg بالا و بیوتیت‌های سری ایلمنیتی نسبت Fe/Mg پایین دارند (Ishihara, 1977). این نسبت در بیوتیت‌های ناحیه مورد مطالعه (جدول ۱) گویای مگنتیتی بودن گرانیتوئیدهای منطقه است.

از سوی دیگر، فوگاسیته اکسیژن مهم‌ترین متغیر در تشکیل گرانیتوئیدهای مگنتیتی و ایلمنیتی است. در حین سرد شدن ماگما، سری مگنتیتی در مقایسه با سری ایلمنیتی از فوگاسیته اکسیژن بالاتر برخوردار است (Ishihara, 1971). بر این اساس، با استفاده از نمودار $Fe\#$ در برابر Al می‌توان تخمین مناسبی از فوگاسیته اکسیژن بر اساس بافر FQM (فایالت-کوارتز-مگنتیت) ارائه داد (Anderson et al., 2008; Wones, 1981). مقادیر $Fe\#$ در بیوتیت‌های منطقه از $0/40$ تا $0/49$ متغیر است. به



شکل ۷- (a) نمودار دوتایی Al کل در برابر Fe# برای بیوتیت‌های ناحیه دالایون (Anderson et al., 2008) و تفکیک گرانیت‌های سری ایلمنتیتی و مگنتیتی با تخمین نسبی فوگاسیته اکسیژن نسبت به بافر FQM ($P_{H_2O} = P_{total}$) بر اساس کالیبراسیون (Wones, 1981). (b) نمودار تغییرات فوگاسیته اکسیژن در برابر دما (Wones and Eugster, 1965). خطوط عددگذاری شده معرف محدوده پایدارای بیوتیت بر اساس مقادیر $100 * Fe/(Fe+Mg)$ است.

Figure 7-a) Binary diagram of total Al to Fe# for biotites of Dalayon area (Anderson et al., 2008) and granites separation of ilmenitic and magnetite series with relative estimation of oxygen fugacity compared to FQM buffer ($P_{H_2O} = P_{total}$) based on calibration (Wones, 1981). b) Diagram of changes in oxygen fugacity to temperature (Wones and Eugster, 1965). The numbered lines represent the stable range of biotite based on $Fe/(Fe+Mg)*100$ values.

۵- نتیجه‌گیری

سری مگنتیتی قرار گرفته و میانگین ۳/۲ را به عنوان میانگین FQM نشان می‌دهند. بر اساس این مطالعات، ترکیب بیوتیت‌های ناحیه دالایون شرایط اکسیدی برای توده نفوذی را نشان می‌دهد. به کمک دماسنجی بیوتیت‌ها دمای تقریبی تشکیل توده در ناحیه دالایون با احتساب خطای محاسبه شده بین ۱/۱۵ kb تا ۴/۰۵ kb با میانگین ۲/۹۵ kb را نشان می‌دهد که با فشار به دست آمده در منحنی کالیبراسیون فشارسنجی بیوتیت برای سنگ‌های گرانیتی تطابق داشته و نشان دهنده تشکیل بیوتیت‌ها در دمای نسبتاً بالا و در عمق کمتر از ۳ کیلومتر است. به کمک نسبت $Fe/Fe+Mg$ و همچنین دمای تشکیل بیوتیت‌ها می‌توان گفت که فوگاسیته اکسیژن از ۱۰-۱۰ تا ۱۲-۱۰ بار طی تبلور تغییر می‌کند که محیط مناسبی جهت کانی‌سازی طلا و مس در سیستم‌های اپی‌ترمال و پورفیری هستند.

توده گرانیتوئیدی ناحیه دالایون مشتمل بر گرانودیوریت، گرانیت، پگماتیت گرانیت، تونالیت، کوآرتز دیوریت، پگماتیت تورمالین دار، و رگه‌های کوآرتز تورمالین است. مطالعه بیوتیت به عنوان کانی مافیک اصلی در گرانودیوریت‌ها می‌تواند ارائه دهنده اطلاعات تکمیلی در خصوص سنگ کل باشد. بر اساس مطالعات صحرایی، شاخص رنگی گرانودیوریت‌ها به عنوان سنگ اصلی و شاخص در ناحیه دالایون لوکوکرات تا مزوکرات بوده و بلورهای بیوتیت و پلاژیوکلاز در آن قابل تشخیص است. مطالعات شیمی کانی نشان می‌دهد که بیوتیت‌های موجود در گرانودیوریت‌ها اولیه و غنی از منیزیم بوده و بیشتر آن‌ها در محدوده بیوتیت اولیه و بیوتیت‌های متعادل شده قرار می‌گیرند. بر اساس این مطالعات، بیوتیت‌ها مرتبط با سنگ‌های کالک آلکالین فورانشی بوده و در محدوده در پهنه کوهزایی نوع I قرار می‌گیرد. به کمک نمودار $Fe/Fe+Mg$ در برابر Al نمونه‌های بیوتیت ناحیه مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای

کتابنگاری

شاهرخی، س. و.، ۱۳۸۱، بررسی عوامل کنترل کننده کانه‌زایی مس و سایر عناصر وابسته در منطقه کندر الیگودرز (شمال خاوری استان لرستان)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال. ۱۲۵ص.

شاهرخی، س. و.، ۱۳۹۹، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی تورمالین‌های ناحیه مال میر (شرق دورود- ایران)، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، زمستان ۱۳۹۹، سال بیست و هشتم، شماره ۳، ۶۴۵-۶۵۸. <http://dx.doi.org/10.29252/ijcm.28.3.645>

صادقی، ح.، ۱۳۹۰، کانی‌شناسی و ژئوشیمی پگماتیت‌های شمال غرب بروجرد و ارزش اقتصادی آن، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد خرم‌آباد. ۹۷ص.

لطفی، م.، شاهرخی، س. و.، ۱۳۸۲، بررسی عوامل کنترل کننده کانه‌زایی مس و طلا در منطقه کندر الیگودرز و ارتباط آن با مسائل ژئودینامیکی توده گرانیتوئیدی مسترون (شمال خاوری استان لرستان)، هفتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران؛ دانشگاه اصفهان.

زارعی سهامیه، ر.، شاهرخی، س. و.، احمدی خلجی، ا.، ۱۳۸۶، نگرشی بر سنگ‌های دگرگونی منطقه بروجرد، همایش منطقه ای معدن کاری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد میمه، اصفهان، ایران.

References

- Abdel-Rahman, A.F.M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas, *Journal of petrology*, 35 (2), 525-541. DOI:10.1093/petrology/37.5.1025.
- Abdel-Rahman, A.F.M., 1996. Discussion on the comment on nature of biotites in alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas, *Journal of Petrology*, 1996, 37(5), 1031-1035. <https://doi.org/10.1093/PETROLOGY%2F37.5.1031>.
- Anderson, J.L., Barth, A.P., and Mazdab, J.L.W.F., 2008. Thermometers and thermobarometers in granitic systems, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69 (1), 121-142. DOI:10.2138/rmg.2008.69.4.
- Bell, E.A., Boehnke, P., and Harrison, T.M., 2017. Applications of biotite inclusion composition to zircon provenance determination', *Earth and Planetary Science Letters*, 473, 237-246. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.06.012>.
- Bloodaxe, E.S., Hughes, G.M., Dyar, M.D., Grew, E.S., and Guidotti C., 1999. Linking structure and chemistry in the schorl–dravite series, *American Mineralogist*, 84, 922-928. <https://doi.org/10.2138/am-1999-5-628>.
- Cunha, I.R.V., Dall'Agnol, R., and Feio, G.R.L., 2016. Mineral chemistry and magnetic petrology of the Archean Planalto Suite, carajas Province: Amazonian Craton: implications for the evolution of Ferroan Archean granites. *J. S. Am. Earth Sci.*, 67, 100-121. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2016.01.007>.
- Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., Rämö, O.T., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B., and Oliveira, D.C., 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic, rapakivi, A-type granites of the Archean Carajás Metallogenic Province, Brazil, *Lithos*, 80(1-4), 101-129. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.058>.
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J., 1992. *An Introduction to the Rock forming Minerals*, (3rd Edition) (2013, Berforts Information Press, Stevenage, Hertfordshire, UK edn. 2013). London (Longman), 696 p. <http://dx.doi.org/10.3749/canmin.51.4.663>.
- Dickin, A.P., 2018. *Radiogenic isotope geology*, Cambridge university press, 2018. <https://doi.org/10.1017/9781316163009>.
- Douce, A.E.P., 1993. Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O₂ and H₂O barometries, and consequences for biotite stability, *Chemical Geology*, 108 (1-4), 133-162. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90321-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90321-9).
- Dubosq, R., Schneider, D.A., Camacho, A., and Lawley, C.J., 2019. Geochemical and geochronological discrimination of biotite types at the Detour Lake gold deposit, Canada, *Minerals*, 9(10), 596. <https://doi.org/10.3390/min9100596>.
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Valizadeh, M.V., Hassanzadeh, J., and Sepahi A.S., 2012. Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarzgranitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 43, 11-12. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.09.001>.
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., and Hassanzadeh, J., 2016. On the occurrence and implications of Jurassic primary continental boninite-like melts in the Zagros orogeny, *Lithos*, 258-259, 37-57. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.04.017>.
- Foster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas, *United States Geological Survey Professional Paper*, 354-B, 11-46.
- Henry, D. J., and Guidotti, C. V., 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite grade metapelites of NW-Marine, *American Mineralogist*, 70, 1-15.
- Ishihara, S., 1971. Major molybdenum deposits and related granitic rocks in Japan, *Rep. Geol. Surv. Japan*, 239, 1-178.
- Ishihara, S., 1977. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks, *Mining geology*, 27 (145), 293-305.
- Jiang, Y.H., Jiang, S.Y., Ling, H.F., Zhou, X.R., Rui, X.J., and Yang, W.Z., 2002. Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China: implications for granitoid geneses, *Lithos*, 63(3-4), 165-187. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(02\)00140-8](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(02)00140-8).
- Klein, C., Hurlbut, C.S., 1999. *Manual of mineralogy*, John Wiley and Sons. 681 P. <https://doi.org/10.1002/gj.3350300114>.
- López-Munguira1, A., Nieto, F., and Morata, D., 2002. Chlorite composition and geothermometry: a comparative HRTEM/AEM-EMPA-XRD study of Cambrian basic lavas from the Ossa Morena Zone, SW Spain, *Clay Minerals* 37(2), 267-281. <http://dx.doi.org/10.1180/0009855023720033>.
- Lalonde, A.E., and Bernard, P., 1993. Composition and color of biotite from granites; two useful properties in characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of Wopmay Orogen, Northwest Territories, *The Canadian Mineralogist*, 31(1), 203-217.
- Lotfi M., and Shahrokhi, S.V., 2004. "Cu-Au ore mineralization in Kondor area(N-Aligoudarz) connecting with relevant geodynamic problems of Masterrungranitoids (NE-lorestan province in Iran)", 7th conference of geological survey of Iran, Isfahan, Iran.-Maning, D.A.C. (2004) (In Persian).
- Luhr, J.F., Carmichael, I.S., and Varekamp, J.C., 1984. The 1982 eruptions of El Chichón Volcano, Chiapas, Mexico: mineralogy and petrology of the anhydrite-bearing pumices, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 23(1-2), 69-108.
- Mata, M.P., Giorgetti, G., Árkai, P., and Peacor, D.R., 2001. Comparison of evolution of trioctahedral chlorite/berthierine/smectite in coeval metabasites and metapelites from diagenetic to epizonal grades, *Clays and Clay Minerals*, 49(4), 318-332. <http://dx.doi.org/10.1346/CCMN.2001.0490406>.

- Mohajjel, M., and Sahandi, M.R., 2001. Tectonic evolution of Sanandaj-Sirjan Zone. *Scientific Quarterly journal Geoscience*, 31-32, 28-49.
- Morad, S., Sirat, M., El-Ghali, M.A.K., and Mansurbeg, H., 2011. Chloritization in Proterozoic granite from the Äspö Laboratory, southeastern Sweden: record of hydrothermal alterations and implications for nuclear waste storage”, *Clay Minerals* 46(3): 495-513. DOI: <https://doi.org/10.1180/claymin.2011.046.3.495>.
- Nachit, H., Ibhi, A., and Ohoud, M.B., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites, *Comptes Rendus Geoscience*, 337, (16), 1415-1420. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>.
- Sadegi, H., 2010. *Mineralogy and geochemistry of pegmatites in northwest of Borujerd and its economic value*, M.Sc. thesis, Khorramabad Branch of Islamic Azad University, 97P. (In Persian).
- Shahrokhi, S.V., 2002. *Ore-control Determinations of Cu-Mineralization and Its Related Elements at Kondor Area on Part of Aligudarz (NE-Lorestan Province, M.Sc. Thesis, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran, 155pp (In Persian)*.
- Shahrokhi, S.V., 2020. *Mineralogy and Geochemistry of Tourmalines in Malmir Area (East of Doroud- Iran)*, *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 28(3), 645-658. <http://dx.doi.org/10.29252/ijcm.28.3.645>. (In Persian).
- Siivola J., and Schmid R., 2017. “List of mineral abbreviation Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks”, *American Mineralogist*, Web version 01.02.07 (2017).
- Speer, J.A., 1984. Micas in igneous rocks, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 13(1), 299-356.
- Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonic of Iran, a review, *American association of Petroleum Geologist Bulletin*, 52-7, 1229-1258.
- Sun, W., Arculus, R.J., Kamenetsky, V.S., and Binns, R.A., 2004. Release of gold-bearing fluids in convergent margin magmas prompted by magnetite crystallization, *Nature*, 431(7011), 975 p. <https://doi.org/10.1038/nature02972>.
- Uchida, E., Endo, S., and Makino, M., 2007. Relationship Between Solidification Depth of Granitic Rocks and Formation of Hydrothermal Ore Deposits, *Resource Geology*, 57(1), 47–56. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2006.00004.x>.
- Wones, D.R., 1981. Mafic silicates as indicators of intensive variables in granitic magmas, *Mining Geology*, 31(168), 191-212.
- Wones, D.R., and Eugster, H.P., 1965. Stability of biotite: experiment, theory and application, *American Mineralogist*, 50, 1228-1272.
- Yang, W.J., Wang, L.K., Zhang, S.L., and Xu, W.X., 1986. Micas of the two series of granites in south China, *Acta Mineral Sin (in Chinese)*, 6(4), 298-307.
- Zadmehr, F., and Shahrokhi, S.V., 2019. Separation of geochemical anomalies by Concentration-Area and Concentration-Number methods In the Saqez 1:100,000 Sheet, Kurdistan, *Iranian Journal of Earth Science* ,11(3), 196-204. <https://doi.org/10.30495/ijes.2019.665317>.
- Zarei Sahamieh, R., Shahrokhi, S.V., and AhmadiKhalaji A., 1998. *A View on the Metamorphic Rocks of the Boroujerd Area*, *Mining Conference, Mimeh Branch, Islamic Azad University. (In Persian)*.
- Zhou, J., 1986. The origin of intrusive mass in Feng shandong, Hubei province, *Acta Petrologica Sinica*, 1, 007.