



Research Article

## Petrogenesis and tectonic setting of Bagh Pain granitoid body, Shahin Dezh, West Azerbaijan Province; using chemical minerals

Akram Niazi<sup>1</sup>, Reza Zarei Sahamiyeh<sup>2</sup>   
Rasul Esmaili<sup>3</sup>, Zahra Tahmasebi<sup>4</sup>, Mir Mohammad Miri<sup>5</sup>

<sup>1</sup> Ph.D. Candidate, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Lorestan, Iran, [niaziakram91@yahoo.com](mailto:niaziakram91@yahoo.com)

<sup>2</sup> Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Lorestan, Iran, [zareir@lu.ac.ir](mailto:zareir@lu.ac.ir)

<sup>3</sup> Ph.D., Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran, [rasoul@gmail.com](mailto:rasoul@gmail.com)

<sup>4</sup> Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Lorestan, Iran, [tahmasebi.z@lu.ac.ir](mailto:tahmasebi.z@lu.ac.ir)

<sup>5</sup> Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran, [mm.miri@hotmail.com](mailto:mm.miri@hotmail.com)

### ARTICLE INFO

Received: 07 June 2025

Accepted: 28 July 2025

#### Keywords

Mineral Chemistry  
Plagioclase  
Biotite  
Amphibole  
Bagh Pain



10.22108/ijp.2025.145465.1362

### ABSTRACT

#### Introduction

Granitoids represent the primary components of orogenic belts with a wide range of compositional variations (Kaygusuz et al., 2008). Therefore, analyzing the composition of granitoids contributes significantly to the understanding of continental crust formation and evolution (Barbarin, 1999). Mineral compositions provide insights into the pressure-temperature conditions and the nature of the magma during granite emplacement, and estimating these parameters for a magmatic body is crucial for interpreting petrogenesis and regional tectonic settings (Abdel-Rahman, 1994; Moazzen and Droop, 2005; Gomes and Neiva, 2005; Zhang et al., 2006; Mazhari et al., 2008; Shabani et al., 2010; Sahin et al., 2010). Mineral composition reflects the pressure, temperature, and magmatic characteristics during granite emplacement, and determining these physical and chemical conditions is essential for accurately interpreting petrogenetic processes and understanding the broader tectonic framework of a region (Mazhari et al., 2008; Shabani et al., 2010; Sahin et al., 2010). The mineral assemblage and its chemical composition within igneous rocks are significantly influenced by the original magma composition and the prevailing physicochemical conditions during the crystallization process. The minerals analyzed in this study—namely plagioclase, biotite, and amphibole—exhibit geochemical signatures that offer valuable insights into magmatic crystallization dynamics and melt evolution.

 Corresponding Author

**To cite this article:** Niazi, A., Sahamiyeh, R.Z., Esmaili, R., Tahmasebi, Z., and Miri, M.M. (2025) Petrogenesis and tectonic setting of Bagh Pain granitoid body, Shahin Dezh, West Azerbaijan Province; using chemical minerals. *Petrological Journal*, 16(2), 73-96.



The purpose of this study is to investigate the chemistry of plagioclase, biotite, and amphibole minerals and to determine the magmatic origin on the base of chemical composition of aforementioned minerals.

### Geological Setting

The Bagh pain granitoids are located between the geographical longitudes of 46°35'6"E and 46°33'46"E and the geographical latitudes of 36°25'36"N and 36°26'36"N, 50 km south of Shahin dej County and 50 km north of Takab City in the Sanandaj-Sirjan Zone. Based on geological maps and uranium-lead dating studies, the granitoid rocks of the region belonging to Late Cretaceous, were probably generated under the influence of the Late Laramide and Cimmerian orogenic phases. The rocks under study are classified as volcanic arc type and I-type granite.

### Materials and Methods

In this study, a total of 120 samples were collected from all intrusive units during a field visit to the area, and the most intact specimens were selected based on minimal weathering. Subsequently, 40 thin sections were prepared at Bu-Ali Sina University in Hamedan, where petrological investigations were carried out using a polarizing microscope. In addition, 9 representative samples, carefully selected from over one hundred analyzed points, were sent to the University of Vienna, Austria, for detailed microprobe analysis. These samples were subsequently examined using high-resolution electron microscopy and backscattered electron (BSE) imaging techniques. After carbon coating, they underwent rapid semi-quantitative elemental analysis using a CAMECA SX Five Electron Microprobe equipped with a field emission cathode and an energy-dispersive X-ray (EDX) system, operating at an accelerating voltage of 20 keV, a probe current of 25 nanoamperes, and a beam diameter of 60  $\mu\text{m}$ , in the Lithosphere Research Group laboratory at the University of Vienna.

### Discussion

Abdel-Rahman (1994) through the analysis of MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, and FeO oxides in biotite minerals, proposed several geochemical classification diagrams to categorize granitoid rocks into three distinct magma series, which correspond to three tectonic zones. These classifications are derived from the type and relative concentrations of iron, magnesium, and aluminum present within the mineral structure. Zone A corresponds to alkaline, non-orogenic igneous rocks. The C range encompasses calc-alkaline magmas


typically generated in subduction-related orogenic settings and is representative of I-type granites, whereas the P range includes peraluminous magmas formed in collisional orogenic environments, which are characteristic of S-type granites. Based on the geochemical discrimination diagrams utilized in this study, all analyzed samples plot within the C range, thereby indicating that the biotites in the investigated area are genetically linked to subduction-related calc-alkaline magmatic systems. Considering the relative concentrations of Na<sub>2</sub>O and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> compared to TiO<sub>2</sub>, it is inferred that the amphiboles exhibit alkaline and pseudo-alkaline characteristics. Pseudo-alkaline amphiboles typically contain lower levels of Ti, Na, and Al than alkaline types. Accordingly, the amphiboles present in the regional granitoid rocks exhibit a pseudo-alkaline character, which is consistent with the whole-rock geochemical data. Moreover, the TiO<sub>2</sub> versus Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> discrimination diagram clearly demonstrates the involvement of both mantle-derived magmatic input and crustal contributions in the genesis and subsequent evolution of these granitoid formations.

### Conclusion

The Bagh-Pain granitoid body comprises granite, granodiorite, diorite, and aplite units, containing quartz, plagioclase, alkali feldspar, amphibole, and biotite as major minerals, along with zircon and apatite as accessory mineral phases. Detailed chemical analyses of biotite and plagioclase indicate that the plagioclases are oligoclase and andesine, while the biotites are magnesium-rich and re-equilibrated. This mineralogical composition corresponds with the green coloration of biotites in the region, their weak pleochroism, and the association of their source rocks with subduction-related tectonic settings. Additionally, the amphiboles are identified as calcium-rich edenite and pargasite types. Based on mineral chemistry data, these rocks are closely linked to calc-alkaline magmatism and are interpreted to have originated from mantle-derived magma that was subsequently modified by crustal contamination.



## سنگ‌زایی و جایگاه زمین‌ساختی توده گرانیتوئیدی باغ‌پایین، شاهین‌دژ، استان آذربایجان غربی؛ با کمک از شیمی‌کانی‌ها

اکرم نیازی<sup>۱</sup>، رضا زارعی سهامیه<sup>۲</sup> , رسول اسماعیلی<sup>۳</sup>  
 زهرا طهماسبی<sup>۴</sup>، میرمحمد میری<sup>۵</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، لرستان، ایران، [niaziakram91@yahoo.com](mailto:niaziakram91@yahoo.com)  
<sup>۲</sup> استاد، گروه زمین‌شناسی دانشکده علوم دانشگاه لرستان، لرستان، ایران، [zareei.r@lu.ac.ir](mailto:zareei.r@lu.ac.ir)  
<sup>۳</sup> دکتری، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران، [rasoul@gmail.com](mailto:rasoul@gmail.com)  
<sup>۴</sup> دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، لرستان، ایران، [tahmasebi.z@lu.ac.ir](mailto:tahmasebi.z@lu.ac.ir)  
<sup>۵</sup> استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران، [mm.miri@hotmail.com](mailto:mm.miri@hotmail.com)

### چکیده

توده گرانیتوئیدی باغ‌پایین که در ۵۰ کیلومتری جنوب شهر شاهین‌دژ، در استان آذربایجان غربی و در پهنه سنندج-سیرجان جای دارد و از دیدگاه سنگ‌نگاری شامل واحدهای گرانیتی، گرانودیوریتی تا تونالیتی، دیوریتی و آپلیتی است. از مهم‌ترین بافت‌ها می‌توان بافت‌های پرتیتی، میرمکیتی، پوی کیلیتیک، پورفیری و گرانوفیری را نام برد. کوارتز، آلکالی‌فلدسپار (میکروکلین)، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکوویت، آمفیبول از کانی‌های اصلی و تیتانیت و زیرکن از کانی‌های فرعی سازنده واحد گرانیتی هستند. همچنین، (پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوز، بیوتیت و آمفیبول (بیشتر از نوع هورنبلند) از کانی‌های سازنده واحد گرانودیوریتی و پلاژیوکلاز، کوارتز به مقدار کم، ارتوز، بیوتیت و آمفیبول از کانی‌های واحد دیوریتی به‌شمار می‌روند. کوارتز، آلکالی‌فلدسپار (میکروکلین)، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکوویت، آمفیبول از کانی‌های اصلی سازنده واحد آپلیتی هستند. همچنین، تیتانیت، زیرکن و تورمالین و ... از کانی‌های فرعی در همه این واحدهای سنگی هستند. محیط زمین‌ساختی این سنگ‌ها وابسته به کمان آشفشانی و محیط‌های فرورانشی است. بر پایه بررسی‌های شیمی‌کانی‌ها، پلاژیوکلازهای این سنگ‌ها دامنه ترکیبی از الیگوکلاز تا آندزین دارند و بیوتیت‌ها از نوع بیوتیت‌های منیزیم‌دار و بازتعادل‌یافته هستند، همچنین، آمفیبول‌های این توده سنگی از نوع ادنیت و پارگازیت هستند.

### اطلاعات مقاله

تاریخ دریافت ۱۴۰۴/۰۳/۱۷

تاریخ پذیرش ۱۴۰۴/۰۵/۰۶

### کلیدواژه‌ها

شیمی‌کانی  
 پلاژیوکلاز  
 بیوتیت  
 آمفیبول  
 باغ‌پایین



doi 10.22108/ijp.2025.145465.1362

✉ نویسنده مسئول

استناد به این مقاله نیازی، ا.، زارعی‌سهامیه، ر.، اسماعیلی، ر.، طهماسبی، ز.، میری، م.م. (۱۴۰۴) سنگ‌زایی و جایگاه زمین‌ساختی توده گرانیتوئیدی باغ‌پایین، شاهین‌دژ، استان آذربایجان غربی؛ با کمک از شیمی‌کانی‌ها. پترولوژی، ۱۶(۲)، ۷۳-۹۶.



## مقدمه

گرانیتوئیدها سازنده اصلی کمرندهای کوهزایی هستند و تنوع ترکیبی گسترده‌ای دارند (Kaygusuz et al., 2008). بنابراین شناخت گرانیتوئیدها از دیدگاه ترکیبی می‌تواند به توسعه و تکمیل اطلاعات لازم در ارتباط با پوسته قاره‌ای کمک کند (Barbarin, 1999). ترکیب کانی‌ها نشان‌دهنده شرایط فشار و دما و سرشت ماگما هنگام جایگیری گرانیت‌هاست و برآورد فشار و دمای توده نقش مهمی در شناخت سنگ‌زایی و زمین‌ساخت ناحیه‌ای دارد (مانند: Abdel-Rahman, 1994). مجموعه کانی‌ها و ترکیب آنها در سنگ‌های آذرین با ترکیب و شرایط فیزیکوشیمیایی ماگمای در برگیرنده آنها هنگام فرایند تبلور، ارتباط نزدیکی دارد. کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول از کانی‌هایی هستند که در این پژوهش بررسی می‌شوند. بررسی شیمی این کانی‌ها نتایج ارزشمندی از روند تبلور ماگمایی را مشخص می‌کند. بیوتیت و آمفیبول از کانی‌های مهم فرومنیزین در سنگ‌های فلسیک هستند. از ترکیب شیمیایی کلنی بیوتیت می‌توان به شریط فیزیکوشیمیایی ماگمای سازنده آن پی برد (Wones and Eugster, 1965; Abdel-Rahman, 1994). همچنین، کانی آمفیبول به علت تنوع ساختاری و ترکیب شیمیایی در بازه گسترده‌ای از سنگ‌های گوناگون با فشار و دمای متفاوت پدیدار می‌شود و از لحاظ ترکیب شیمیایی نشان‌دهنده سرگذشت تبلور ماگمایی است (Johnson and Rutherford, 1989; Hammarstrom and Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Schmidt, 1992; Esawi, 2004). توده گرانیتوئیدی باغ‌پایین در پهنه سنندج-سیرجان جای دارد و از دیدگاه کانی‌شناسی از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول ساخته شده است. هدف این مقاله تعیین خاستگاه ماگمایی بر پایه شیمی کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول است. از آنجایی که توده گرانیتوئیدی شاهین‌دژ که از توده‌های مهم منطقه تکاب است تا کنون از دیدگاه جایگاه زمین‌ساختی و سنگ‌زایی بررسی نشده است، یافته‌های این پژوهش کامل‌کننده بررسی‌های پیشین و نظریه‌های پیشنهادی برای تحول زمین‌ساختی پهنه سنندج-سیرجان شمالی است.

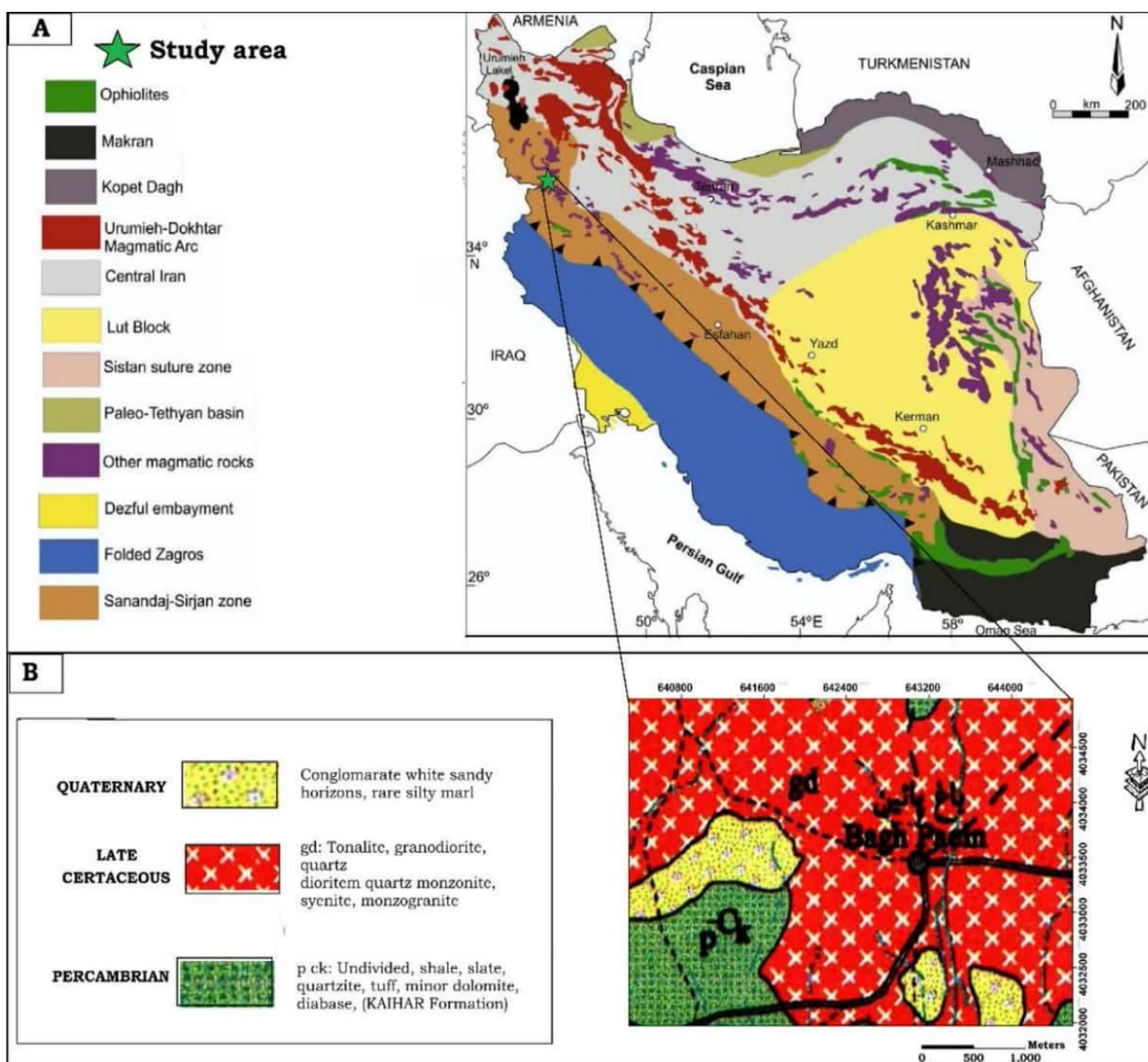
## زمین‌شناسی منطقه

گرانیتوئیدهای باغ‌پایین در محدوده میان طول‌های جغرافیایی  $۳۵^{\circ}۳۶'$  و  $۳۶^{\circ}۳۶'$  و عرض‌های جغرافیایی  $۵۵^{\circ}۲۵'$  و  $۴۲^{\circ}۲۶'$  شمالی در ۵۰ کیلومتری جنوب شهرستان شاهین‌دژ و ۵۰ کیلومتری شمال شهر تکاب در پهنه زمین‌ساختی سنندج-سیرجان جای دارند (شکل ۱).

پهنه سنندج-سیرجان کمرند ماگمایی-دگرگونی شمال‌باختری-جنوب‌خاوری است که در پی فرورانش پوسته اقیانوسی تئیس جوان به زیر خردقاره ایران مرکزی و برخورد ابرقاره‌های گندوانا و اوراسیا پدید آمده است (Berberian and King, 1981; Alavi, 1994). در واقع پدیده ماگماتیسیم ژوراسیک، پهنه سنندج-سیرجان را از زاگرس چین‌خورده و گسل تراستی جنوب آن جدا می‌کند (Hassanzadeh and Wernicke, 2016). به باور گانسر (Gansser, 1981)، ایران بخشی از کمرند کوهزایی آلپ-همیالیاست که متشکل از خردقاره‌هایی است که به وسیله گسل‌های بزرگ اصلی و یا زمین‌درزها از هم جدا می‌شوند. بیشتر این پهنه از سنگ‌های دگرگونی و توده‌های آذرین درونی ساخته شده است و از باختر دریاچه ارومیه تا شمال بندرعباس با درازای نزدیک به ۱۵۰۰ کیلومتر و پهنای ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر با راستای شمال‌باختری-جنوب‌خاوری ادامه می‌یابد (Masoudi et al., 2012). به باور قاسمی و تالبوت (Talbot, 2006)، پهنه سنندج-سیرجان به دو بخش شمالی و جنوبی دسته‌بندی می‌شود که چگونگی پیدایش آنها از هم متفاوت است. پهنه جنوبی شامل سنگ‌های دگرگونی و دگرریختی است که در تریاس میانی تا بالایی پدید آمده‌اند؛ اما سنگ‌های بخش شمالی آن در کرتاسه پلانی دگرریخت شده‌اند. توده‌های آذرین درونی فراوانی در بخش شمالی پهنه سنندج-سیرجان رخنمون دارند که از میان آنها می‌توان توده‌های آذرین درونی ارومیه (Ghalamghash et al., 2009)، اشنویه (Ghalamghash et al., 2003)، پیرانشهر (Mazhari et

پیدایش کمان ماگمایی در حاشیه پوخته ایران مرکزی همخوانی دارد (Berberian and King, 1981). بیشتر گرانیتویدهایی که در پهنه سنج-سیرجان رخمون دارند به سن تریاس بالایی تا ژوراسیک (Arvin et al., 2007; Zarasvandi et al., 2019) تا ائوسن زیرین (Mazhari et al., 2009) هستند.

(al., 2009)، سقز (Arian et al., 2011)، نقده (Mazhari et al., 2011)، صوفی‌آباد (Azizi et al., 2011)، ملایر (Ahadnejad et al., 2011) و کمپلکس گرانیتوبیدی همدان (Baharifar et al., 2004) را نام برد. گرانیتویدهای سنج-سیرجان سرشت کالک‌آلکان دارند که این ویژگی با الگوی فرورانش پوخته اقیانوسی نئوتیس و



شکل ۱. A) نقشه ساده‌شده پهنه‌های ساختاری ایران که در آن منطقه با ستاره نشان شده است؛ B) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه ایرانخواه (Kholghi Khasraghi, 2008).

**Figure 1. A)** The simplified map of structural Zones of Iran (Yellow star study area; **B)** The geological map of Irankhah (1:100000) (Kholghi Khasraghi, 2008).

بررسی نمونه‌ها با میکروسکوپ الکترونی و تصویرهای BSE انجام شد و نمونه‌ها پس از انجام پوشش کربن با روش تجزیه ریزکاو الکترونی (EPMA) مدل CAMECA SX Five Electron Microprobe به کاتد انتشار میدانی و سیستم تجزیه و تحلیل پراکنده انرژی (EDX) برای تجزیه و تحلیل عنصری نیمه کمی سریع با پتانسیل شتاب‌دهنده ۲۰ KeV، جریان پروب ۲۵ نانوآمپر و قطر پرتوی ۶۰ میکرومتر در آزمایشگاه گروه تحقیقات لیتوسفر دانشگاه وین تجزیه شدند. کاتیون‌ها با نرم افزارهای Cameca Probe for Windows و MagMin\_PT به دست آورده شدند.

### سنگ‌نگاری

با توجه به بررسی‌های سنگ‌نگاری، توده گرانیتوئیدی باغ‌پایین در برگیرنده چهار واحد سنگی گرانیت، گرانودیوریت تا تونالیت، دیوریت و آپلیت است.

### واحد گرانیتی

این سنگ‌ها بافت‌های گرانولار با دانه‌های متفاوت (درشت بلور و زمینه)، پرتیتی و پویی کیلیتیک دارند. کانی‌های اصلی سازنده آنها کوارتز (۴۰ تا ۴۵ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی)، ارتوکلاز (۲۰ تا ۲۵ درصد حجمی)، بیوتیت (۵ تا ۱۰ درصد حجمی)، آمفیبول (۵ درصد حجمی) و مسکوویت (۵ درصد حجمی) هستند. زیرکن، تیتانیت و تورمالین از کانیهای فرعی این سنگ‌ها هستند. خاموشی موجی کوارتز در پی تنش زمین‌ساختی و دگرریختی شبکه بلورین کانی‌ها پدید آمده است. رخداد پلاژیوکلاز به صورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار با ماکل کارلسباد و آلبیتی است. نشانه‌هایی از سوسوریتی و سریستی شدن در پلاژیوکلازها دیده می‌شود که چه‌بسا پیامد بی‌حرکی Al و Si، میزان سیالات، میزان K و همچنین، ترکیب پهنه‌های دگرسان‌شده است (Shelley, 1993). ارتوکلاز با ماکل کارلسباد و میکروکلین با ماکل مشبک رخداد دارد (شکل ۲-A).

بر پایه نقشه زمین‌شناسی و بررسی‌های سن‌سنجی به روش اورانیم - سرب، سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه باغ‌پایین، به سن کرتاسه پسین هستند و احتمالاً تحت تأثیر فازهای کوهزایی سیمین پسین و لارامید پدید آمده‌اند (نقشه زمین‌شناسی منطقه بررسی شده). این سنگ‌ها از نوع کمان آتشفشانی و گرانیت نوع I هستند. در جنوب‌باختری این توده، سنگ‌های رسوبی شامل (شیل، کوارتزیت، کمی دولومیت) توف و دیاباز رخنمون دارند که هم‌سن سازند کهر (کهن‌ترین واحدهای سنگی منطقه) هستند. همچنین، سنگ‌های ریولیت، تراکی‌آندزیت و داسیت به سن پرکامبرین نیز در این منطقه دیده می‌شوند. این سنگ‌های آتشفشانی درون سنگ‌های رسوبی هم‌ارز خود نفوذ کرده‌اند. سنگ‌های رسوبی (ماسه‌سنگ، شیل، سیلتستون، مارن و ...) ژوراسیک روی سنگ‌های کهن‌تر قرار گرفته‌اند که هم‌ارز سازند شمشک هستند. در شمال منطقه سنگ‌های رسوبی آهکی و مارن به سن ژوراسیک و هم‌ارز سازندهای دلیچای و لار وجود دارد. دوران سوم در ناحیه با پیشروی دریا همراه بوده است و نشانه‌های آن به صورت نهشته‌های آواری و دریایی دیده می‌شود که شامل کنگلومرا همراه با لایه‌هایی از ماسه و مارن، تراس‌های آبرفتی، نهشته‌های توده‌ای تحکیم‌نیافته که دشت شاهین‌دژ را می‌پوشانند و در نهایت سنگ آهک‌های تازه و تراورتن به سن پالئوژن هستند (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه ایرانخواه).

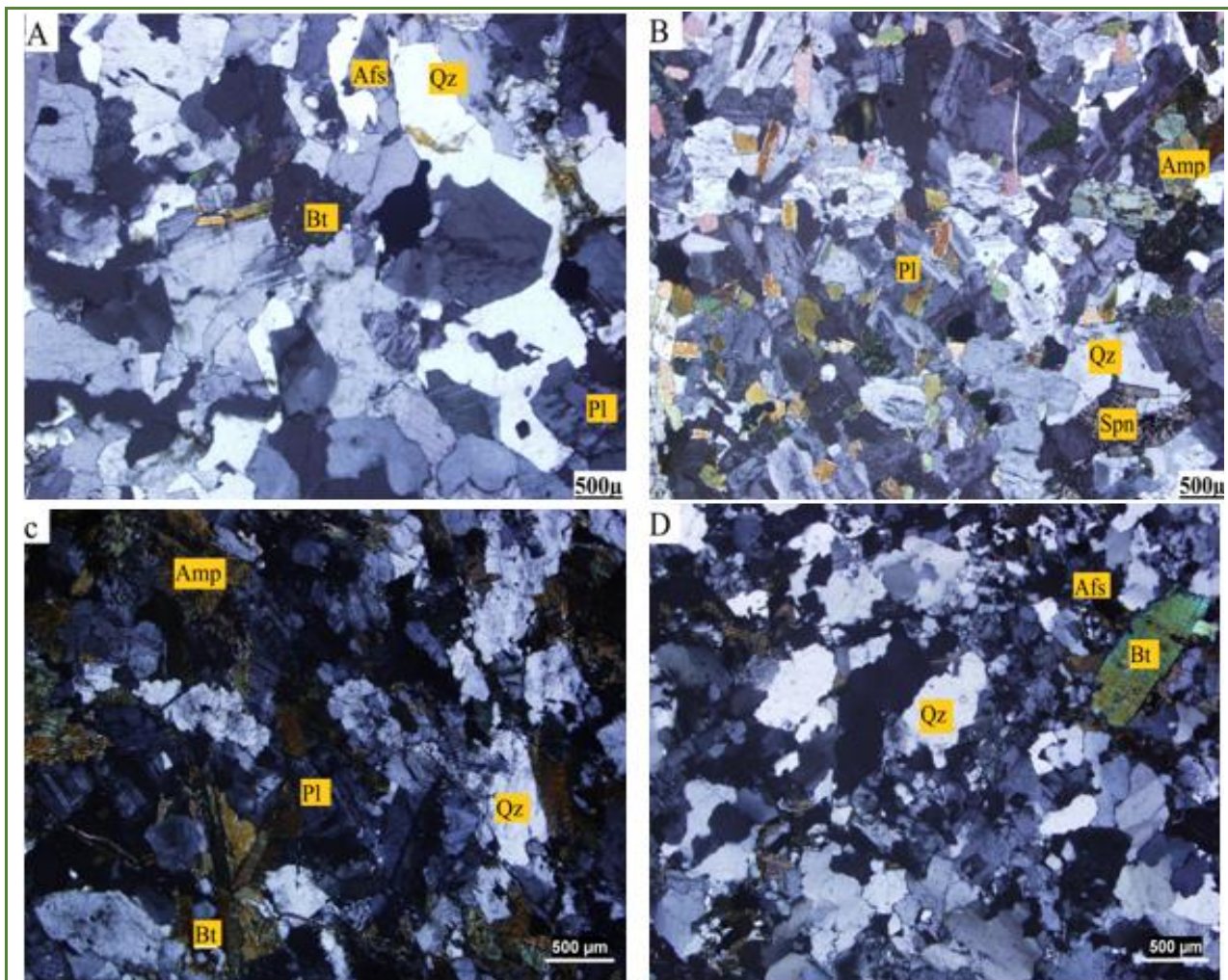
### مواد و روش انجام پژوهش

در انجام این پژوهش، نخست در پی بازدید میدانی از منطقه شمار ۱۲۰ نمونه از همه سنگ‌های آذرین درونی برداشت شد و پس از آن سالم‌ترین نمونه‌ها از نظر هوازدگی گزینش شدند و سپس از میان آنها ۴۰ مقطع نازک در دانشگاه بوعلی سینا همدان ساخته شد و با میکروسکوپ پلاریزان بررسی‌های سنگ‌شناسی روی آنها انجام شد. همچنین، ۹ مقطع نازک با بیش از صد نقطه مشخص شده برای تجزیه با ریزکاو الکترونی آماده شدند.

### واحد گرانودیوریتی

این سنگ‌ها بافت‌های گرانولار و میرمکیتی دارند. کانی‌های اصلی سازنده آنها 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) هستند.

پلاژیوکلازها شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار هستند و ماکل پلی‌سینتتیک و منطقه‌بندی به‌خوبی در آنها دیده می‌شود و بیشتر آنها منطقه‌بندی دارند (شکل ۲-۲-B). کوارتز خاموشی موجی دارد و بیشتر کوارتزها بی‌شکل هستند. تورمالین، تیتانیت، روتیل و زیرکن از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند (شکل ۲-۲-B).



شکل ۲. تصویرهای میکروسکوپی (در نور XPL) سنگ‌های منطقه باغ پایین (A) گرانیت؛ (B) گرانودیوریت تا تونالیت؛ (C) دیوریت؛ (D) آپلیت.

**Figure 2.** Photomicrographs (in XPL) of Bagh Pain granitoid samples A) Granite; B) Granodiorite to tonalite; C) Diorite; D) Aplite.

### واحد دیوریتی

بافت شاخص آنها بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و دانه‌ای است و بافت پورفایریدی نیز در بخش‌هایی از این گروه سنگی دیده می‌شود. کانی‌های اصلی سازنده آن پلاژیوکلاز

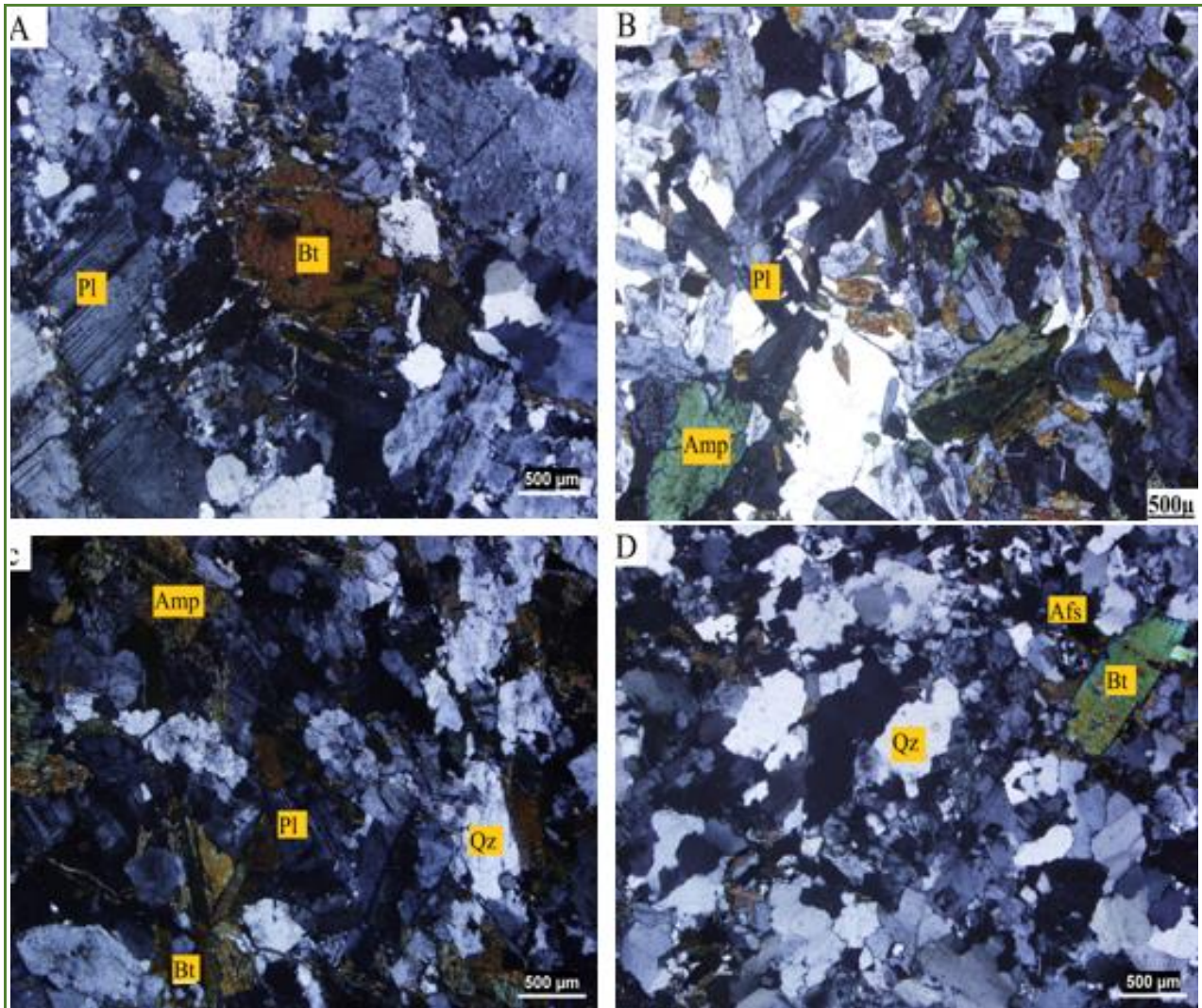
(۴۰ تا ۴۵ درصد حجمی)، کوارتز (۵ تا ۱۰ درصد حجمی)، بیوتیت (۱۰ درصد حجمی)، آمفیبول (۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی) و ارتوز (۵ درصد حجمی) هستند و بیشتر حجم سنگ را کانی‌های پلاژیوکلاز دربر گرفته

سنگ دانه‌شکری است و کانی‌های اصلی سازنده آن کوارتز (۴۵ تا ۵۰ درصد حجمی)، ارتوز (۳۰ تا ۴۰ درصد حجمی)، مسکوویت و بیوتیت (۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی) هستند. بیشتر آپلیت‌ها به صورت رگه‌ای یافت می‌شوند و دایک‌هایی با ضخامت‌های متغیر را پدید آورده‌اند (شکل ۲-D).

است. آمفیبول با برجستگی بالا و چندرنگی سبز تا قهوه‌ای دیده می‌شود. کانی‌های فرعی مانند روتیل، آپاتیت و تیتانیت به مقدار کم دیده می‌شود (شکل ۲-C).

### واحد آپلیتی

آپلیت‌ها بسیار دانه‌ریز هستند بافت غالب این گروه



شکل ۳. تصویرهای میکروسکوپی (در نور XPL) از کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول در سنگ‌های منطقه باغ پایین (A) گرانیت؛ (B) گرانودیوریت؛ (C) دیوریت؛ (D) گرانیت.

**Figure 3.** Photomicrographs (in XPL) of plagioclase, biotite and amphibole in the Bagh Pain granitoid samples (A) Granite; (B) Granodiorite to tonalite; (C) Diorite; (D) Granite.

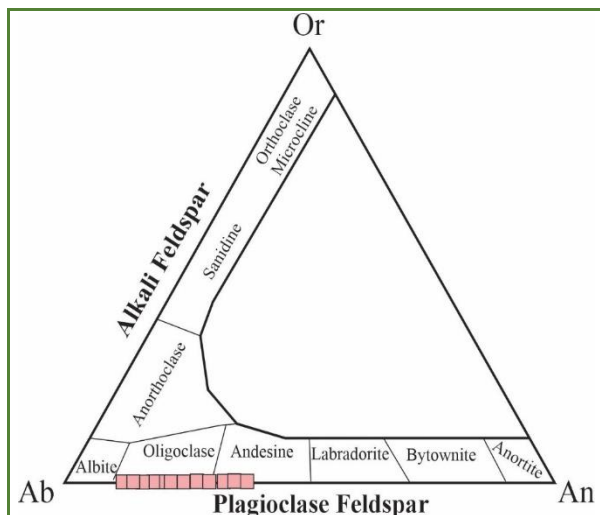
میکرولیت در این سنگ‌ها یافت می‌شود. ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در جدول ۱ آورده شده است. فرمول ساختاری پلاژیوکلازها بر پایه ۸ اکسیژن به دست آورده شده است. شواهد سنگ‌نگاری گویای

### شیمی کانی‌ها

#### پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز از فراوان‌ترین کانی‌های فلسیک در سنگ‌های منطقه است که به دو صورت درشت بلور و

نمودار سه‌تایی Or-Ab-An (شکل ۴)، برای رده‌بندی پلاژیوکلاز سنگ‌های آذرین منطقه به کار برده شد که بر پایه این نمودار، پلاژیوکلازها در بازه آندزین تا الیگوکلاز (An: ۳۳.۱۸-۱۱.۰۳٪) جای گرفته‌اند.



شکل ۴. نمودار رده‌بندی فلدسپارها (Deer et al., 1992) برای پلاژیوکلازهای درون گرانیتوئید باغ پایین.

Figure 4. Feldspar classification diagram (Deer et al., 1992) for the plagioclases in the Bagh Pain granitoid.

عواملی مانند تغییرات فشار، آب، آمیختگی ماگما، تغییر ترکیب شیمیایی ماگما، نبود تعادل شیمیایی به علت تغییر شرایط فیزیکی و ترمودینامیکی سیستم ماگمایی هنگام تبلور ماگما و تغییرات سرعت انتشار ترکیبات سازنده کانی نسبت به سطح بلور ناشی از منطقه‌بندی به‌ویژه منطقه‌بندی نوسانی در کانی پلاژیوکلاز است. جایگیری ماگما در پوسته فشار را کاهش می‌دهد که این امر به خروج سریع بخارها و منفی شدن شیب منحنی‌های انجماد و در نهایت موجب تبلور قشرهای کلسیمی و انحلال قشرهای سدیمی تر می‌انجامد. جایگاه زمین‌ساختی نمونه‌های بررسی‌شده در یک حاشیه فعال قاره‌ای بوده است و این نمونه‌ها از نوع گرانیتوئیدهای وابسته به فرورانش هستند. از این‌رو، آزاد شدن آب از تخته فرورونده هنگام افزایش فشار، ترکیبات پوسته‌ای، پیشرفت واکنش‌های دگرگونی و رسوب‌های همراه تخته

عملکرد متوسط دگرسانی روی این پلاژیوکلازها است. در پی دگرسانی کانی‌های ثانویه سریسیت، کلسیت، کلریت، کانی‌های رسی و نیز پدیده سوسوریتی‌شدن (که مجموعه‌ای از کانی‌ها با اپیدوت+کلریت و زوییزیت جایگزین شده‌اند) روی آنها دیده می‌شود.

**جدول ۱.** داده‌های ریزکاو الکترونی (بر پایه a.p.f.u.) برای کانی پلاژیوکلاز در توده گرانیتوئیدی باغ پایین و فرمول ساختاری به دست آمده برای آن بر پایه ۸ اتم اکسیژن.

Table 1. Microprobe data (in a.p.f.u.) of plagioclase in Bagh Pain granitoid body and the calculated structural formula based on 8 oxygen atoms.

Point No.	G73-A3	G73-A3	G73-A3	G73-A3
SiO <sub>2</sub>	61.64	61.56	60.37	61.30
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.01	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.33	23.63	24.39	23.83
FeO	0.13	0.16	0.13	0.18
MgO	0.01	0.00	0.00	0.01
MnO	0.01	0.02	0.01	0.00
CaO	4.90	5.06	6.01	5.41
Na <sub>2</sub> O	8.49	8.54	8.09	8.42
K <sub>2</sub> O	0.59	0.41	0.34	0.39
Total	99.09	99.38	99.35	99.55
Si	2.76	2.75	2.70	2.73
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.23	1.24	1.29	1.25
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>2+</sup>	0.00	0.01	0.00	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.24	0.24	0.29	0.26
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.74	0.74	0.70	0.73
K	0.03	0.02	0.02	0.02
Total	5.00	5.00	5.00	5.00
Ab	73.24	73.58	69.55	72.20
An	23.38	24.09	28.53	25.63
Or	3.38	2.33	1.91	2.17

منطقه و همچنین، حضور کانی‌های آبدار می‌توان نقشش آب در تغییرات ترکیب و منطقه‌بندی پلاژیوکلازها را مؤثر دانست.

فرورونده بر شرایط فیزیکوشیمیایی محیط پیدایش بلورها مؤثر بوده است. با توجه به تغییرات شیمیایی ماگما و تغییرات گریزندگی اکسیژن رخ داده در این

جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Point No.	G73-A3	G73	G73-A4	G73-A4	G73-A4	G56-A2	G73	G73	G56
<b>SiO<sub>2</sub></b>	63.84	61.82	61.23	61.26	61.63	61.72	61.75	61.39	61.50
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	22.01	23.32	23.84	23.57	23.53	22.31	23.63	23.89	23.50
<b>FeO</b>	0.13	0.14	0.11	0.15	0.13	0.17	0.11	0.14	0.11
<b>MgO</b>	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
<b>MnO</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>CaO</b>	3.26	4.89	5.22	5.13	5.02	3.58	4.90	5.40	4.94
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	9.71	3.26	4.89	6.58	3.47	2.84	5.13	4.90	2.69
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.23	9.71	8.69	7.86	9.71	9.84	8.62	8.69	10.32
<b>Total</b>	99.18	99.22	99.17	99.39	99.49	99.51	99.59	98.57	99.24
<b>Si</b>	2.84	2.76	2.74	2.74	2.74	2.77	2.75	2.74	2.72
<b>Ti</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Al</b>	1.15	1.23	1.26	1.24	1.23	1.21	1.24	1.25	1.26
<b>Cr</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
<b>Mn</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Mg</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Ca</b>	0.16	0.23	0.25	0.25	0.24	0.21	0.23	0.26	0.26
<b>Ba</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Na</b>	0.84	0.75	0.74	0.75	0.76	0.78	0.75	0.73	0.74
<b>K</b>	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01
<b>Total</b>	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
<b>Ab</b>	83.27	74.84	73.43	73.46	74.95	77.42	74.87	72.54	72.85
<b>An</b>	15.45	23.30	24.92	24.14	23.54	21.16	23.32	25.68	25.93
<b>Or</b>	1.27	1.86	1.64	2.40	1.50	1.42	1.81	1.79	1.22

## بیوتیت

تکاملی سنگ میزبان خود دستخوش تغییر شده‌اند. همچنین، مقدار  $Al^{IV} > 1$  نشان می‌دهد بیوتیت‌های منطقه از سیال گرمابی پدید آمده‌اند که از یک ماگمای آبدار جدا شده است (شکل ۵-C).

**جدول ۲.** داده‌های ریزکاو الکترونی (بر پایه a.p.f.u.) برای کانی بیوتیت در توده گرانیتوئیدی باغ پایین و فرمول ساختاری به‌دست‌آمده برای آن بر پایه ۲۲ اتم اکسیژن.

**Table 2.** Microprobe data (in a.p.f.u.) of biotite in Bagh Pain granitoid body and the calculated structural formula based on 22 oxygen atoms.

Point No.	G73-A1	G73-A1	G73	G73
SiO <sub>2</sub>	36.22	36.07	36.48	36.14
TiO <sub>2</sub>	3.47	3.37	3.24	2.81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.75	14.14	13.66	13.95
FeO	18.10	17.76	18.34	18.18
MnO	0.28	0.32	0.27	0.30
MgO	12.38	12.35	12.41	12.20
CaO	0.01	0.00	0.00	0.03
Na <sub>2</sub> O	0.06	0.08	0.04	0.07
K <sub>2</sub> O	9.39	9.41	9.33	9.11
BaO	0.55	0.60	0.47	0.50
F	0.38	0.34	0.39	0.39
Total	94.58	94.44	94.62	93.67
Si	5.59	5.56	5.62	5.62
Al <sup>IV</sup>	2.41	2.44	2.38	2.38
Sum T	8.00	8.00	8.00	8.00
Al <sup>VI</sup>	0.08	0.14	0.10	0.17
Ti	0.40	0.39	0.38	0.33
Fe <sup>2+</sup>	2.33	2.29	2.36	2.36
Mn	0.04	0.04	0.04	0.04
Mg	2.85	2.84	2.85	2.83
Sum O	5.70	5.70	5.72	5.73
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.02	0.01	0.02
K	1.85	1.85	1.83	1.81
Ba	0.03	0.04	0.03	0.03
Sum A	1.90	1.91	1.87	1.86
F	0.18	0.17	0.19	0.19
Total	15.60	15.61	15.59	15.59

ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها در جدول ۲ آورده شده است. فرمول ساختاری بر پایه ۲۲ اتم اکسیژن به‌دست آورده شده است. یکی از رده‌بندی‌های متداول برای تعیین ترکیب میکاهای هشت‌وجهی سه‌گانه، چهار ضلعی ASPE (آنیت، سیدروفیلت، فلگوپیت و ایستونیت) است (شکل ۵-A). این چهارضلعی بر پایه دو متغیر  $Al^{IV}$  و  $Fe/Fe+Mg$  پیشنهاد شده است (Deer et al., 1992).

ترکیب میکاهای بررسی‌شده در قلمروی بیوتیت و بین قطب آنیت و سیدروفیلت جای گرفته است و هیچ‌یک در قلمروی فلگوپیت نیستند. فوستر (Foster, 1960) رده‌بندی میکاهای بر پایه مقدار کاتیونی  $Al^{VI}$ ،  $Fe^{+3}$ ،  $Ti$ ،  $Fe^{+2}$ ،  $Mn$ ،  $Mg$  و ارتباط این کاتیون‌ها با نوع میکا را تعیین کرد. بر پایه این رده‌بندی، ترکیب بیوتیت‌های توده باغ‌پایین در محدوده بیوتیت‌های غنی از منیزیم است (شکل ۵-B).

از آنجایی که ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها گویای شرایط سنگ‌های ماگمای میزبان آنهاست، بنابراین باید بررسی شود بیوتیت‌های بررسی‌شده ماگمایی اولیه باشند تنها در این صورت ترکیب شیمیایی آنها می‌تواند بازتابی از شرایط ماگما باشد. برای تفکیک بیوتیت‌های اولیه از ثانویه از نمودار سه‌تایی  $FeO+MnO-MgO-10TiO_2$  به کار برده شد. این نمودار بیوتیت‌های اولیه ماگمایی را از بیوتیت‌های که تا اندازه‌ای دچار بازتعادل شده‌اند و نیز بیوتیت‌های نوظهور جدا می‌کند.

بررسی بیوتیت‌های منطقه در نمودار یادشده نشان می‌دهد این نمونه‌ها در محدوده بیوتیت‌های بازمتعاد شده جای گرفته‌اند؛ اما با توجه به داده‌های جدول ۲ برای بیوتیت‌ها، مقدار  $Al^{VI} < 1$  و همچنین،  $Al^{IV} > 1$  (که از ویژگی‌های بیوتیت‌های ماگمایی است)، بیوتیت‌های منطقه باغ‌پایین به‌طور ذاتی سرشت ماگمایی دارند؛ اما در هنگام سیر

دارند؛ اما بیوتیت‌های سبز و قهوه‌ای در گرانیتهای با کمان ماگمایی (فرورانش نئوتیس به زیر خردقاره ایران مرکزی) مرتبط هستند و از منیزیم غنی هستند (Lalonde and Bernard, 1993) که این ویژگی با بیوتیت‌های سبزرنگ منطقه باغ‌پایین و با سنگ میزبان مرتبط با محیط فرورانش آنها همخوانی دارد.

به باور لالونده و برنارد (Lalonde and Bernard, 1993)، رنگ کانی بیوتیت با میزان Mg،  $Fe^{+3}$  و Ti و نیز محیط زمین‌ساختی سنگ میزبان بیوتیت‌ها در ارتباط است؛ به گونه‌ای که بیوتیت‌های سرخ‌رنگ معمولاً در گرانیتهای برخوردی پرآلومینوس یافت می‌شوند و  $Fe^{+2}$  و  $Fe_{total}$  بالایی

## جدول ۲. ادامه.

Table 2. Continued.

Point No.	G73	G73-A2	G55	G55	G55-A3	G55	G55	G55
SiO <sub>2</sub>	36.36	36.79	36.40	35.98	36.22	36.57	36.28	36.60
TiO <sub>2</sub>	2.72	2.61	3.27	2.43	3.12	3.34	2.76	2.77
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.89	13.99	13.57	14.23	13.82	14.34	13.81	14.21
FeO	17.86	17.96	18.92	18.33	18.64	18.10	18.79	18.30
MnO	0.28	0.24	0.30	0.33	0.34	0.28	0.32	0.29
MgO	12.66	12.70	12.19	12.05	11.80	11.80	12.17	12.35
CaO	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.06	0.03	0.06	0.07	0.05	0.07	0.05	0.06
K <sub>2</sub> O	9.50	9.47	9.40	9.07	9.49	9.49	9.03	9.47
BaO	0.49	0.36	0.51	0.48	0.52	0.50	0.30	0.18
F	0.37	0.40	0.31	0.40	0.30	0.28	0.33	0.33
Total	94.20	94.55	94.93	93.37	94.28	94.76	93.85	94.55
Si	5.62	5.65	5.61	5.61	5.62	5.62	5.63	5.63
Al <sup>IV</sup>	2.38	2.35	2.39	2.39	2.38	2.38	2.37	2.37
Sum T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al <sup>VI</sup>	0.15	0.18	0.08	0.23	0.15	0.21	0.16	0.20
Ti	0.32	0.30	0.38	0.29	0.36	0.39	0.32	0.32
Fe <sup>2+</sup>	2.31	2.31	2.44	2.39	2.42	2.32	2.44	2.35
Mn	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
Mg	2.92	2.91	2.80	2.80	2.73	2.70	2.82	2.83
Sum O	5.73	5.73	5.74	5.75	5.70	5.66	5.78	5.74
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Na	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
K	1.87	1.86	1.85	1.81	1.88	1.86	1.79	1.86
Ba	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01
Sum A	1.92	1.89	1.90	1.86	1.92	1.91	1.83	1.88
F	0.18	0.19	0.15	0.20	0.15	0.14	0.16	0.16
Total	15.65	15.62	15.63	15.61	15.62	15.57	15.60	15.62

## جدول ۲. ادامه.

Table 2. Continued.

Point No.	G55	G56	G56	G56	G56-A1	G56-A1	G56	G56
SiO <sub>2</sub>	35.86	36.55	36.10	36.25	36.48	36.22	36.19	36.06
TiO <sub>2</sub>	3.15	3.00	3.21	3.09	2.70	2.67	2.68	2.81
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.59	14.15	13.96	13.94	14.55	14.50	14.18	13.84
FeO	19.02	18.40	18.95	18.81	17.68	17.88	18.17	18.71
MnO	0.32	0.29	0.33	0.31	0.34	0.38	0.30	0.29
MgO	11.94	11.79	11.83	11.96	12.21	11.98	11.78	11.85
CaO	0.02	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.06	0.08
Na <sub>2</sub> O	0.06	0.06	0.07	0.08	0.06	0.09	0.06	0.05
K <sub>2</sub> O	9.18	9.22	9.31	9.35	9.51	9.36	9.03	9.04
BaO	0.49	0.36	0.49	0.46	0.48	0.47	0.35	0.40
F	0.31	0.35	0.36	0.36	0.44	0.36	0.36	0.35
Total	93.92	94.90	94.58	94.64	94.43	94.43	93.91	93.55
Si	5.59	5.64	5.58	5.60	5.61	5.61	5.64	5.63
Al <sup>IV</sup>	2.41	2.36	2.42	2.40	2.39	2.39	2.36	2.37
Sum T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al <sup>VI</sup>	0.09	0.22	0.13	0.14	0.25	0.26	0.25	0.17
Ti	0.37	0.35	0.37	0.36	0.31	0.31	0.31	0.33
Fe <sup>2+</sup>	2.48	2.38	2.45	2.43	2.27	2.32	2.37	2.44
Mn	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04
Mg	2.78	2.71	2.73	2.75	2.80	2.77	2.74	2.76
Sum O	5.76	5.69	5.72	5.72	5.68	5.70	5.71	5.74
Ca	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02
K	1.83	1.82	1.84	1.84	1.87	1.85	1.80	1.80
Ba	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02
Sum A	1.88	1.86	1.89	1.90	1.91	1.90	1.85	1.85
F	0.15	0.17	0.18	0.18	0.21	0.18	0.18	0.17
Total	15.64	15.56	15.61	15.62	15.59	15.60	15.56	15.59

## جدول ۲. ادامه.

Table 2. Continued.

Point No.	G56	G56	G56	G56	G56	G56	G59	G59-A1
SiO <sub>2</sub>	35.89	35.63	36.18	36.30	36.15	36.13	36.41	36.00
TiO <sub>2</sub>	3.01	3.07	2.55	3.13	2.80	2.71	3.26	3.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.98	13.74	14.24	14.12	14.16	14.15	13.43	13.72
FeO	18.49	19.46	18.22	18.87	18.21	18.78	18.70	18.67
MnO	0.32	0.31	0.38	0.30	0.32	0.34	0.27	0.25
MgO	11.78	11.70	12.20	11.68	12.05	11.96	12.08	12.09
CaO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.12	0.05	0.04
Na <sub>2</sub> O	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06	0.08	0.05	0.08
K <sub>2</sub> O	9.17	9.29	9.34	9.28	9.36	8.78	9.21	9.16

جدول ۲. ادامه.

Table 2. Continued.

Point No.	G56	G56	G56	G56	G56	G56	G59	G59-A1
<b>BaO</b>	0.54	0.55	0.53	0.61	0.38	0.37	0.34	0.52
<b>F</b>	0.34	0.31	0.36	0.37	0.41	0.35	0.31	0.24
<b>Total</b>	93.49	93.57	94.02	94.04	94.47	94.87	95.45	94.10
<b>Si</b>	5.60	5.57	5.61	5.60	5.61	5.61	5.64	5.61
<b>Al<sup>IV</sup></b>	2.40	2.43	2.39	2.40	2.39	2.39	2.36	2.39
<b>Sum T</b>	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
<b>Al<sup>VI</sup></b>	0.17	0.09	0.21	0.17	0.20	0.20	0.10	0.13
<b>Ti</b>	0.35	0.36	0.30	0.36	0.33	0.32	0.38	0.35
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	2.41	2.54	2.36	2.44	2.36	2.44	2.42	2.43
<b>Mn</b>	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03
<b>Mg</b>	2.74	2.72	2.82	2.69	2.79	2.77	2.79	2.81
<b>Sum O</b>	5.72	5.76	5.74	5.70	5.72	5.77	5.73	5.76
<b>Ca</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01
<b>Na</b>	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
<b>K</b>	1.83	1.85	1.85	1.83	1.85	1.74	1.82	1.82
<b>Ba</b>	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03
<b>Sum A</b>	1.88	1.90	1.89	1.88	1.89	1.80	1.87	1.88
<b>F</b>	0.17	0.15	0.18	0.18	0.20	0.17	0.15	0.12
<b>Total</b>	15.60	15.67	15.64	15.58	15.61	15.57	15.59	15.64

جدول ۲. ادامه.

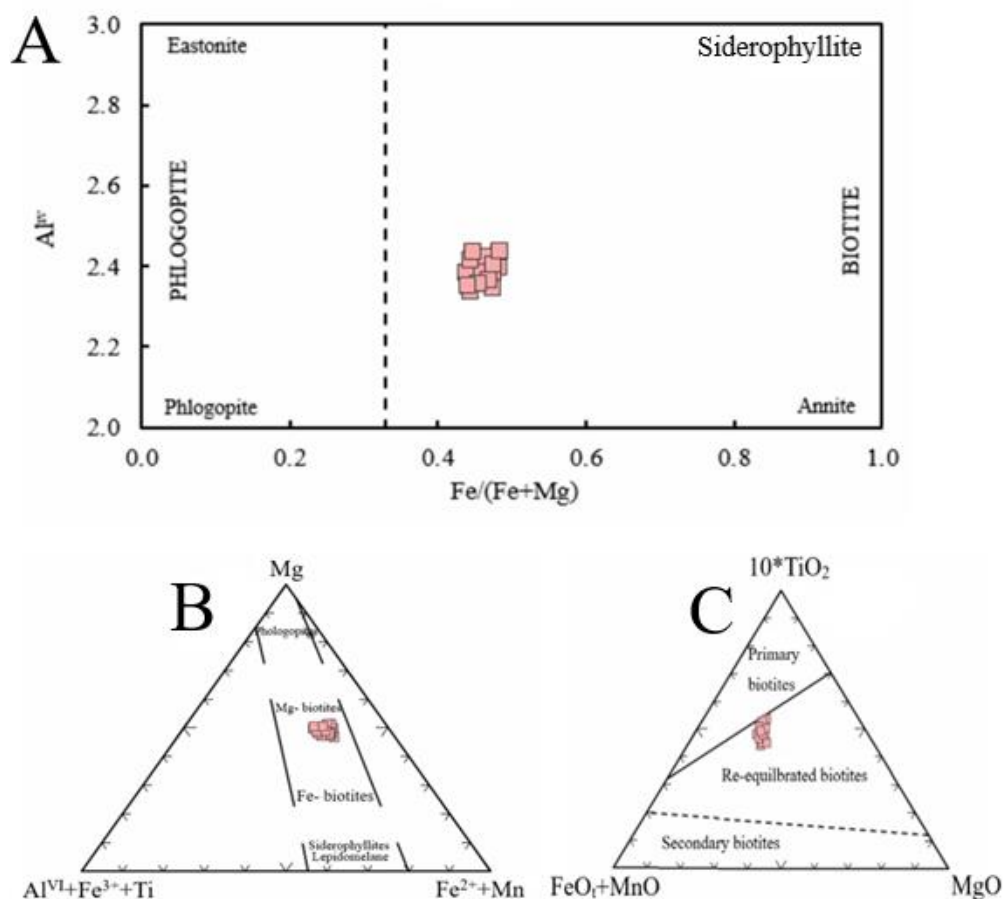
Table 2. Continued.

Point No.	G59	G59	G59	G59	G59	G59	G59
<b>SiO<sub>2</sub></b>	36.03	36.43	36.51	35.90	36.05	35.98	36.56
<b>TiO<sub>2</sub></b>	3.14	3.34	3.38	3.14	2.85	3.21	3.09
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13.55	13.50	13.72	13.67	13.75	13.86	13.93
<b>FeO</b>	18.72	18.57	18.39	18.74	18.26	18.57	18.09
<b>MnO</b>	0.27	0.23	0.19	0.22	0.21	0.24	0.21
<b>MgO</b>	12.12	12.35	12.24	11.85	12.14	11.84	12.39
<b>CaO</b>	0.02	0.00	0.00	0.03	0.06	0.00	0.01
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.05	0.06	0.09	0.05	0.05	0.09	0.08
<b>K<sub>2</sub>O</b>	9.32	9.44	9.54	9.29	8.95	9.31	9.37
<b>BaO</b>	0.50	0.49	0.47	0.68	0.38	0.43	0.24
<b>F</b>	0.25	0.32	0.30	0.27	0.33	0.27	0.34
<b>Total</b>	93.33	93.96	94.71	94.82	93.04	93.78	94.29
<b>Si</b>	5.61	5.62	5.62	5.60	5.64	5.60	5.63
<b>Al<sup>IV</sup></b>	2.39	2.38	2.38	2.40	2.36	2.40	2.37
<b>Sum T</b>	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
<b>Al<sup>VI</sup></b>	0.10	0.07	0.11	0.12	0.17	0.15	0.16
<b>Ti</b>	0.37	0.39	0.39	0.37	0.34	0.38	0.36
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	2.44	2.40	2.37	2.45	2.39	2.42	2.33

جدول ۲. ادامه.

Table 2. Continued.

Point No.	G59	G59	G59	G59	G59	G59	G59
Mn	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03
Mg	2.81	2.84	2.81	2.76	2.83	2.75	2.84
Sum O	5.75	5.72	5.70	5.72	5.75	5.72	5.72
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.03	0.02
K	1.85	1.86	1.87	1.85	1.78	1.85	1.84
Ba	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.01
Sum A	1.90	1.90	1.93	1.91	1.83	1.90	1.88
F	0.12	0.15	0.15	0.13	0.16	0.14	0.17
Total	15.65	15.63	15.62	15.63	15.58	15.62	15.60



شکل ۵. رده‌بندی بیوتیت‌های منطقه باغ‌پایین در (A) نمودار دوتایی  $(Fe/(Fe+Mg))$  در برابر  $Al^{IV}$  (Deer et al., 1992); (B) نمودار سه‌تایی  $Mg-(Fe^{2+}+Mn)-(Al^{IV}+Fe^{3+}+Ti)$  (Deer et al., 1992); (C) نمودار سه‌تایی  $10TiO_2-FeO^*+MnO-MgO$  (Foster, 1960); (C) نمودار سه‌تایی  $10TiO_2-FeO^*+MnO-MgO$  (Nachit, 2005).

**Figure 5.** Classification of biotites from the Bagh Pain area in (A)  $Fe/(Fe+Mg)$  versus  $Al^{IV}$  binary diagram of (Deer et al., 1992); (B)  $Mg-(Fe^{2+}+Mn)-(Al^{IV}+Fe^{3+}+Ti)$  ternary diagram to distinguish iron- and magnesium-bearing biotites (Foster, 1960); (C)  $10TiO_2 - FeO^*+MnO- MgO$  ternary diagram (Nachit, 2005).

## آمفیبول

آمفیبول‌ها از گروه اینوسیلیکات‌های دو زنجیره‌ای هستند که ترکیب شیمیایی و ساختار کانی‌شناسی متنوعی دارند. برای به‌دست‌آوردن فرمول ساختاری این کانی‌ها روش ۱۳ کاتیونی و ۲۳ اتم اکسیژن (Leake et al., 1997) به کار برده شد. آمفیبول‌ها برای ارزیابی شرایط P-T توده‌های آذرین درونی کلک‌الکالن جایگیرشده در کمرندهای کوهزایی مناسب هستند. برای نامگذاری آمفیبول‌ها از رده‌بندی جدید بهره گرفت

شد که بر پایه فرمول شیمیایی آمفیبول و با کمک ریزکالوکترونی یا روش‌های زمین‌شیمیایی حاوی مواد فرار لندازه‌گیری می‌شود و با افزودن داده‌های تجزیه ساختاری طیف‌سنجی تکمیل شده است. این رده‌بندی برای نامگذاری آمفیبول‌ها در نمونه دستی یا مقاطع میکروسکوپی به کار برده نمی‌شود (Hawthorne et al., 2012). بر پایه این رده‌بندی نمونه‌های آمفیبول در بازه ادنیت و به مقدار کمتر پارگازیت جای می‌گیرند (شکل ۶).

**جدول ۳.** داده‌های ریزکالوکترونی برای (بر پایه a.p.f.u.) کانی آمفیبول در توده گرانیتویدی باغ‌پاین و فرمول ساختاری به‌دست‌آمده برای آن بر پایه ۲۳ اتم اکسیژن.

**Table 3.** Microprobe data (in a.p.f.u.) of amphibole in Bagh Pain granitoid body and the calculated structural formula based on 23 oxygen atoms.

Point No.	G73-A1	G55-A4	G55-A4	G56-A3	G56-A3	G59-A1	G59-A1	G59
SiO <sub>2</sub>	47.78	45.49	45.62	45.03	48.01	45.45	45.76	45.93
TiO <sub>2</sub>	0.98	1.11	0.96	1.10	0.57	1.27	1.02	1.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.37	7.73	7.49	7.94	5.87	7.54	6.99	7.39
FeO	14.29	16.58	16.54	15.91	15.22	16.13	15.79	15.63
MnO	0.44	0.48	0.50	0.41	0.51	0.39	0.43	0.42
MgO	13.44	11.48	11.76	11.92	13.02	11.76	12.20	12.28
CaO	11.91	11.61	11.94	11.71	11.92	11.52	11.72	11.60
Na <sub>2</sub> O	1.19	1.51	1.41	1.45	1.08	1.52	1.41	1.51
K <sub>2</sub> O	0.56	0.77	0.74	0.82	0.54	0.67	0.66	0.64
Total	96.95	96.78	96.99	96.31	96.75	96.28	96.02	96.58
Si	7.10	6.88	6.89	6.83	7.17	6.89	6.95	6.92
Al	0.91	1.12	1.11	1.17	0.83	1.11	1.05	1.08
Sum T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Ti	0.11	0.13	0.11	0.13	0.07	0.15	0.12	0.13
Al	0.21	0.26	0.22	0.25	0.20	0.24	0.20	0.23
Fe <sup>2+</sup>	1.71	2.03	2.02	1.93	1.83	1.96	1.93	1.88
Mg	2.97	2.59	2.65	2.69	2.90	2.66	2.76	2.76
Sum C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Mn <sup>2+</sup>	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06	0.05	0.06	0.05
Fe <sup>2+</sup>	0.07	0.07	0.07	0.09	0.07	0.08	0.08	0.09
Ca	1.88	1.87	1.87	1.86	1.87	1.87	1.87	1.86
Sum B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Ca	0.02	0.01	0.06	0.04	0.04	0.00	0.04	0.01
Li	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.34	0.44	0.41	0.43	0.31	0.45	0.42	0.44
K	0.11	0.15	0.14	0.16	0.10	0.13	0.13	0.12
Sum A	0.46	0.60	0.62	0.63	0.46	0.58	0.58	0.58
O (non-W)	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
Total	15.46	15.60	15.62	15.63	15.46	15.58	15.58	15.58

جدول ۳. ادامه.

Table 3. Continued.

Point No.	G59	G59	G59	G59	G59	G59-A2	G59
SiO <sub>2</sub>	45.22	46.24	45.56	46.10	46.24	46.14	46.07
TiO <sub>2</sub>	1.09	1.04	1.11	1.12	1.02	1.10	1.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.99	7.40	7.47	7.02	6.96	7.24	7.23
FeO	16.44	15.85	15.97	15.97	15.86	15.54	15.50
MnO	0.44	0.37	0.42	0.40	0.46	0.40	0.50
MgO	11.67	12.23	11.95	12.03	12.20	12.34	12.41
CaO	11.67	11.62	11.70	11.90	11.58	11.61	11.79
Na <sub>2</sub> O	1.48	1.56	1.44	1.31	1.43	1.49	1.40
K <sub>2</sub> O	0.78	0.67	0.73	0.66	0.58	0.61	0.64
Total	96.79	96.99	96.38	95.51	96.36	96.51	96.65
Si	6.84	6.94	6.90	6.96	6.98	6.95	6.93
Al	1.17	1.06	1.10	1.04	1.02	1.05	1.07
Sum T	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Ti	0.12	0.12	0.13	0.13	0.12	0.13	0.13
Al	0.26	0.24	0.23	0.21	0.22	0.23	0.21
Fe <sup>2+</sup>	1.99	1.90	1.95	1.96	1.92	1.87	1.88
Mg	2.63	2.74	2.70	2.71	2.75	2.77	2.78
Sum C	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Mn <sup>2+</sup>	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06
Fe <sup>2+</sup>	0.09	0.09	0.08	0.06	0.09	0.09	0.07
Ca	1.85	1.87	1.87	1.89	1.86	1.86	1.86
Sum B	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Ca	0.04	0.00	0.03	0.03	0.02	0.01	0.04
Li	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.43	0.45	0.42	0.38	0.42	0.44	0.41
K	0.15	0.13	0.14	0.13	0.11	0.12	0.12
Sum A	0.62	0.58	0.59	0.54	0.55	0.56	0.57
O (non-W)	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
Total	15.62	15.58	15.59	15.54	15.55	15.56	15.57

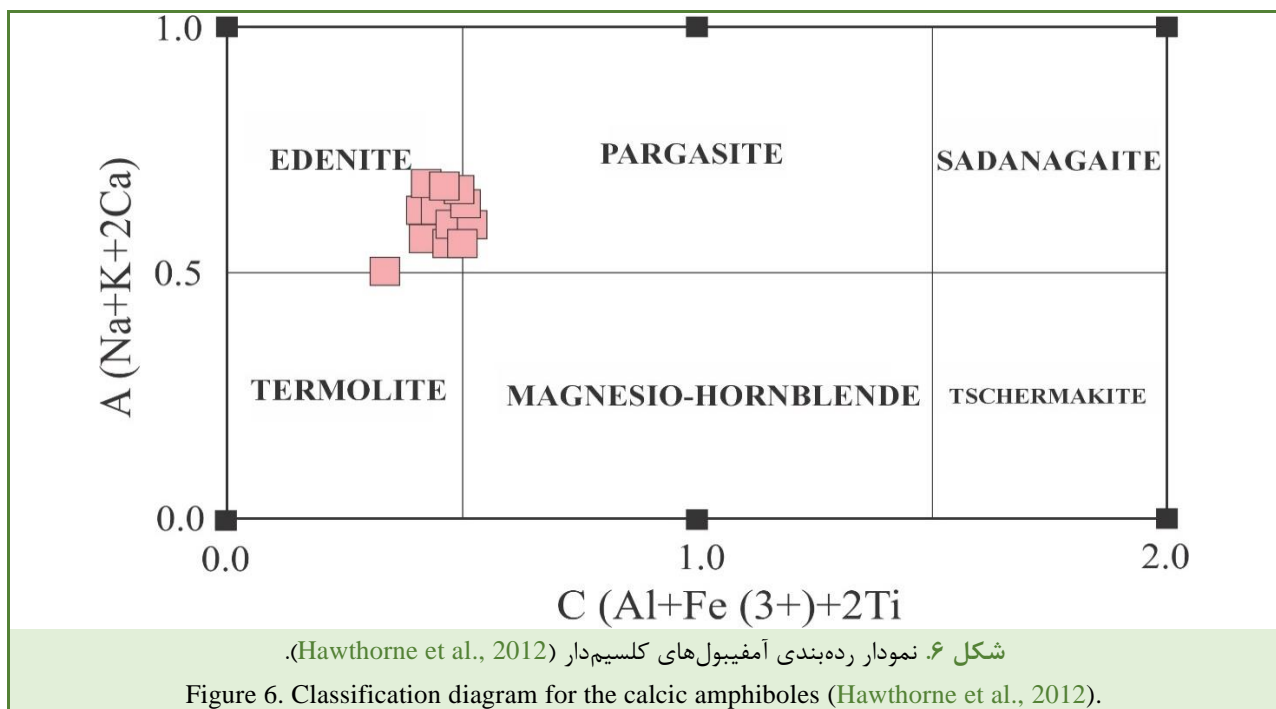
### تعیین سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی

بیوتیت‌کانی فرومنیزین مهمی در بیشتر سنگ‌های آذرین حد واسط و اسیدی به‌شمار می‌رود که در تعیین ماهیت و شرایط فیزیکوشیمیایی ماگمای مادر و رده‌بندی نوع ماگمای میزبان (برای نمونه: ترکیب قلیایی، آهکی قلیایی و پرآلومین)

توانایی بالایی دارد (Bell et al., 2017). همچنین، بیوتیت‌های آذرین‌کانی‌های با اطلاعات ارزشمند درباره سنگ‌زایی سنگ میزبان خود هستند که برای شناسایی محیط زمین‌شناختی گرانیتوئیدها به‌کار برده می‌شوند (Abdel-Rahman, 1994). از آنجایی که بیوتیت‌های بررسی‌شده بسیاری از

نمودارها همه نمونه‌ها در محدوده C جای گرفته‌اند که نشان‌دهنده تعلق بیوتیت‌های منطقه به سنگ‌های کالک‌آلکانل فرورانشی است. همچنین، جایگاه بیوتیت‌های توده آذرین باغ‌پایین در نمودارهای عبدالرحمن (Abdel-Rahman, 1994) در شکل ۷ نشان داده شده است که بر پایه شیمی بیوتیت‌ها، این توده از یک ماگمای کالک‌آلکانل پدید آمده است که این نتیجه با ترکیب کالک‌آلکانل سنگ‌های آذرین درونی که بر پایه ترکیب سنگ کل به دست آمده است (Niazi et al., 2025) همخوانی دارد. در این ماگما، تجزیه آب و آزاد شدن هیدروژن به غنی‌شدگی سیستم در اکسیژن در مرحله اولیه می‌انجامد. فراهم‌بودن اکسیژن سبب تبلور زود هنگام اکسیدهای آهن (مگنتیت) می‌شود که به نوبه خود از تجمع آهن در مذاب کالک‌آلکانل جلوگیری می‌کند و بیوتیت کمابیش از منیزیم غنی متبلور می‌شود (Abdel-Rahman, 1994).

ویژگی‌های ماگمایی خود را حفظ کرده‌اند از نمودارهای پیشنهادی عبدالرحمن (Abdel-Rahman, 1994) (شکل ۷)، برای ارزیابی جایگاه زمین‌ساختی و شرایط ماگمای مادر آنها بهره گرفته شد. با کمک تجزیه اکسیدهای  $MgO$ ,  $Al_2O_3$  و  $FeO$  در کانی بیوتیت، چند نمودار برای تعیین سری ماگمای اکسید سازنده آنها پیشنهاد شده است که سنگ‌های گرانیتوئیدی را در سه سری ماگمایی و در پی آن سه محدوده زمین‌ساختی رده‌بندی می‌کند که هر کدام حاصل نوع و کمیت سه عنصر آهن، منیزیم و آلومینیوم است. محدوده A شامل سنگ‌های آلکانل و غیرکوهزایی است. محدوده C شامل ماگمای کالک‌آلکانل است که در محیط کوهزایی مرتبط با فرورانش پدید آمده است و شاخص گرانیتهای نوع I است و محدوده P شامل سنگ‌های ماگمای پرآلومین است که در محیط‌های کوهزایی برخوردی پدید آمده است و ویژگی گرانیتهای نوع S است. بر پایه این

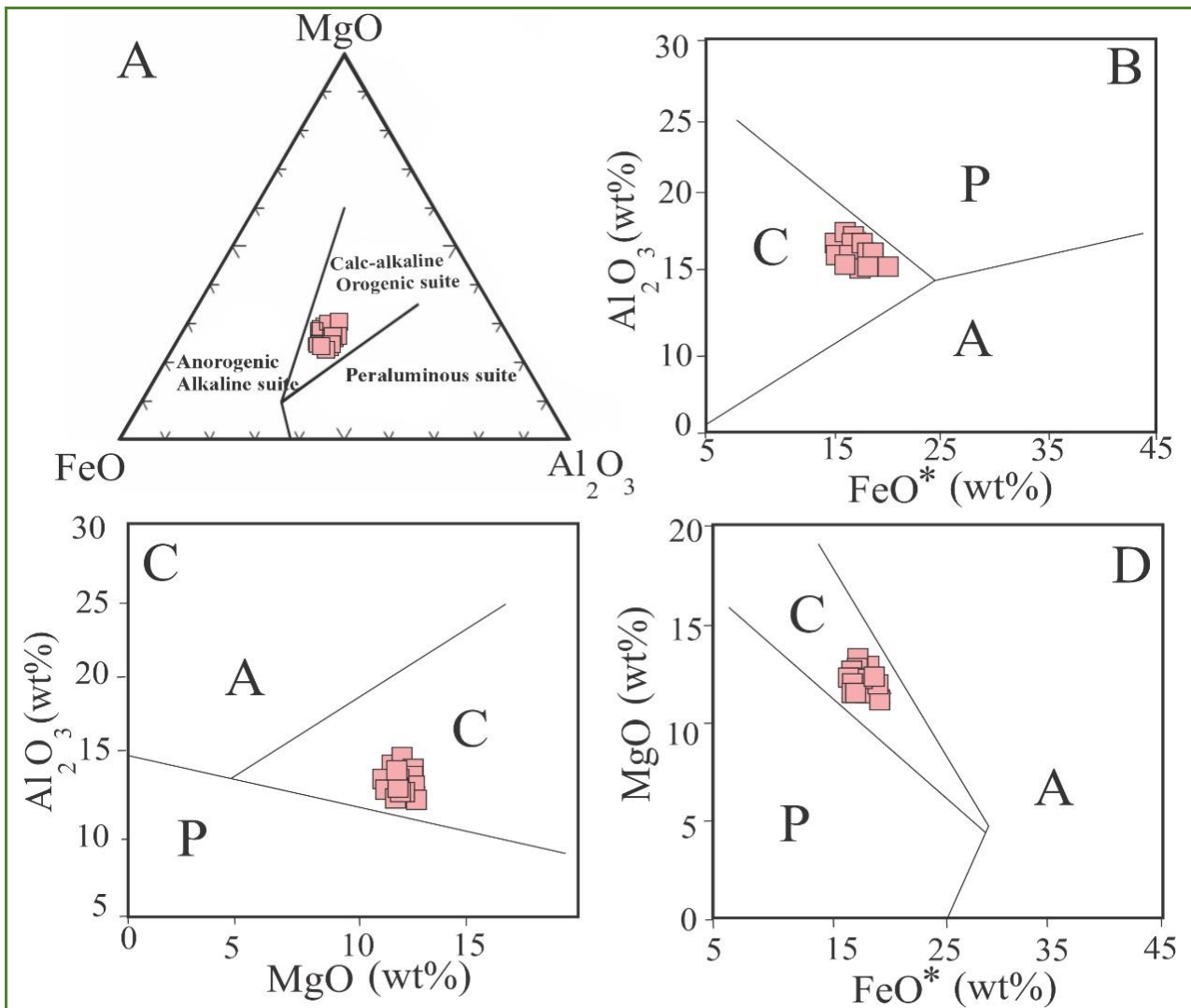


می‌توان محیط‌های زمین‌ساختی مختلف به‌ویژه محیط‌های درون‌صفحه‌ای مرتبط با فرورانش را بررسی کرد که با توجه به این بررسی‌های

تعیین محیط زمین‌ساختی و خاستگاه ماگمایی گرانیتوئید باغ‌پایین با استفاده کانی آمفیبول با به‌کارگیری ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها

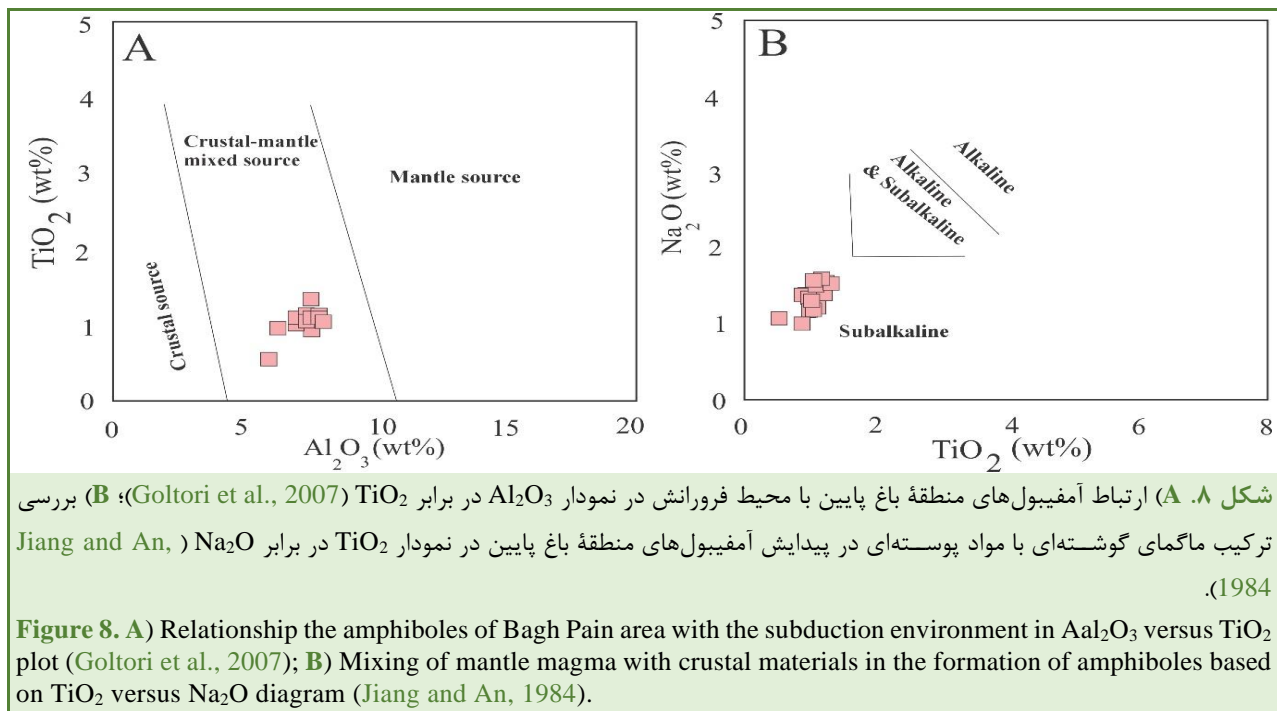
توجه به این ویژگی، آمفیبول‌های سنگ‌های منطقه سرشت شبه‌قلیایی دارند که با بررسی‌های شیمی سنگ کل این سنگ‌ها (Niazi et al., 2025) همخوانی دارند (شکل ۸-B). همچنین، بررسی نمودار  $Al_2O_3$  در برابر  $TiO_2$  نشان‌دهنده حضور ماگمای گوشته‌ای و ترکیبات پوسته‌ای در پیدایش این سنگ‌هاست (شکل ۸-A).

آمفیبول‌های مربوط به پهنه‌های فرورانش میزان  $TiO_2$  و  $Na_2O$  کمتری نسبت به نوع درون‌صفحه‌ای دارند. با توجه به مقدار  $Na_2O$  و  $Al_2O_3$  نسبت به  $TiO_2$  می‌توان به سرشت آمفیبول از لحاظ قلیایی و شبه‌قلیایی بودن پی برد. آمفیبول‌های شبه‌قلیایی مقدار  $Al$  و  $Na, Ti$  کمتری نسبت به آمفیبول‌های قلیایی دارند. با



شکل ۷. A, B, C, D) نمودارهای رده‌بندی ماگما بر پایه ترکیب شیمیایی بیوتیت (Abdel-Rahman, 1994) (محدوده‌ها: A: آکالن؛ C: کالک‌آکالن؛ P: پرآلومین).

Figure 7. A, B, C, D) Magma classification diagrams based on the biotite composition (Abdel-Rahman, 1994) (Fields: A: alkaline; C: calc-alkaline; P: peraluminous).



پایه بررسی‌های شیمی کانی، این سنگ‌ها در ارتباط با ماگمای کلک‌آلکالن هستند و از ماگمایی گوشته‌ای به‌همراه ترکیبات پوسته‌ای خاستگاه گرفته‌اند.

### سپاس‌گزاری

این پژوهش با حمایت‌های دکتر اورس کلوتزلی، پروفسور دانشگاه وین و همچنین، آقای دکتر محمد گودرزی دانش‌آموخته دکتری زمین‌شناسی دانشگاه لرستان انجام شده است که زحمت انجام آنالیزهای پژوهش را کشیدند. از این‌رو از همکاری و زحمات بی‌دریغ‌شان سپاس‌گزاری می‌شود.

### برداشت

با توجه به بررسی شیمی کانی‌های بیوتیت، آمفیبول و پلاژیوکلاز، توده گرانیتوئیدی منطقه باغ‌پایین می‌توان گفت پلاژیوکلازهای سازنده این سنگ‌ها از نوع الیگوکلاز و آندزین و بیوتیت‌ها غنی از منیزیم و بازتعادل‌یافته هستند؛ اما ذاتی ماهیت ماگمایی خود را حفظ کرده‌اند و این ویژگی با رنگ سبز بیوتیت‌های بررسی‌شده و چندرنگی ضعیف آنها و همچنین، مرتبط بودن سنگ خاستگاه این بیوتیت‌ها با پهنه‌های فرورانش که شاخص گرانیت‌های نوع I هست، همخوانی دارد. همچنین، آمفیبول‌ها از نوع کلسیمی ادنیت و پارگازیت هستند. بر

### References

- Abdel-Rahman, A.M. (1994) Nature of biotite from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35, 525-541. <https://doi.org/10.1093/Petrology/35.2.525>
- Ahadnejad, V., Valizadeh, M.V., Deevsalar, R., and Rezaei-Kahkhaei, M. (2011). Age and geotectonic position of the Malayer granitoids: implication for plutonism in the SanandajSirjan zone, W Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie*, 261(1), 61-75. <http://dx.doi.org/10.1127/0077-7749/2011/0149>.
- Alavi, M. (1994) Tectonics of Zagros Orogenic Belt of Iran, New Data and Interpretation. *Tectonophysics*, 229, 211-238. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2)
- Arian, M.A., Emamalipour, A., and Amini, M. (2011). Petrology and geochemistry of granitic mass

- and those metamorphic hallow in northeast of Saghez. *Quarterly Journal of the Earth*, 6(19), 65–80. [In Persian].
- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A., and Babaei, A. (2007). Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: implications for initiation of Neotethys subduction. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30(3–4), 474–489. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2007.01.001>
- Azizi, H., Tanaka, T., Asahara, Y., Mehrabi, B., and Chung, S.L. (2011) Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of High-K granite from the Suffiabad area, Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran. *Geochemistry*, 71(4), 363–376. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2011.06.005>
- Baharifar, A.A., Bellon, H., Pique, A., and MoeinVaziri, H. (2004) The crystalline complexes of Hamadan (Sanandaj-Sirjan zone, western Iran): metasedimentary Mesozoic sequences affected by late Cretaceous tectonometamorphic and plutonic events. *Comptes Rendus Geoscience*, 336(16), 1443–1452. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.09.014>
- 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](http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00085-1)
- 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, 37–246. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.06.012>
- Berberian, F., and Berberian, M. (1981) Tectono-plutonic episodes in Iran, In: Zagros, Hindu Kush and Himalaya Geodynamic Evolution, American Geophysical Union, Geodynamic Series, 3, 5–32. <https://doi.org/10.1029/GD003p0005>
- Berberian, M., and King, G.C.P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2). <https://doi.org/10.1111/J.1365-246X.2003.02145.X>
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J. (1992) An introduction to the rock-forming minerals. Longman Scientific Technical, Hong Kong.
- Esawi, E.K. (2004) AMPH-CLASS: An excel spreadsheet for the classification and nomenclature of amphibole based on the recommendations of the international mineralogical association. *Computers Geosciences*, 30, 753–760. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2004.05.007>
- Foster, M.D. (1960) Interpretation of the composition of trioctahedral micas, United states geological survey professional paper354-B, 11–49. <https://doi.org/10.3133/pp354B>
- Gansser, A. (1981) The Geodynamic History of the Himalaya. In: H.K., Gupta and F.M., Delany, Eds., Zagros Hindu Kush Himalaya Geodynamic Evolution, Vol. 3, Geodynamic Series. pp. 111–121. American Geophysical Union, Washington DC.
- Ghahamghash, J., Bouchez, J.L., Vosoughi-Abedini, M., and Nedelec, A. (2009) The Urumieh Plutonic Complex (NW Iran): Record of the geodynamic evolution of Sanandaj-Sirjan zone during Cretaceous times- part II: Magnetic fabrics and plate tectonic reconstruction. *Journal of Asian Earth Sciences*, 36, 303–317. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.02.002>
- Ghahamghash, J., Vosoughi Abedini, M., Bellon, H., Emami, M.H., Pourmafi, M., and Rashid, H. (2003). K/Ar age dating of the Oshnavieh plutonic complex. *Scientific Quarterly Geosciences Journal*, 11(47–48), 16–27 [In Persian].
- Ghasemi, A., and Talbot, C.J. (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran).

- Journal of Asian Earth Sciences, 26(6), 683–693. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.01.003>
- Goltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Grégoire M., O'Reilly S. Y., and Powell W. (2007) Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle. *Lithos*, 99, 68-84. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.05.009>
- Gomes, M.E.P., and Neiva, A.M.R. (2005) Geochemistry of granitoids and their minerals from Rebordelo–Agrochao area, northern Portugal. *Lithos* 81, 235-254. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.11.001>
- Hammarstrom, J.M., and Zen, E. (1986) Aluminium in hornblende and empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71, 1297-1313.
- Hassanzadeh, J., and Wernicke, B.P. (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>
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C., and Welch, M.D. (2012) IMA Report. Nomenclature of the Amphibole Supergroup. *American Mineralogist*, 97, 2031-2048. <https://doi.org/10.2138/am.2012.4276>
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., and Sisson, V.B. (1987) Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72(3–4), 231–239. *Journal of Geosciences and Geomatics*, 1, 41-46. <https://doi.org/10.12691/jgg-1-1-7>
- Jiang, C.Y., and An, S.Y. (1984) On chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 3, 1-9.
- Johnson, M.C., and Rutherford, M.J. (1989) Experimental Calibration of the aluminum in hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837-841. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017%3C0837:ECOTAI%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017%3C0837:ECOTAI%3E2.3.CO;2)
- Kaygusuz, A., Siebel, W., Sen, C., and Satir, M. (2008) Petrochemistry and petrology of I-type granitoids in an arc setting: the composite Torul pluton, Eastern Pontides, NE Turkey, *International Journal of Sciences*, 97, 739-764. <https://doi.org/10.19111/bulletinofmre.1529525>
- Khalki Khosraghi, M.H. (2008) Geological Map of Irankhah (Chapan) on a scale of 1:100000. Publications of the Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran, Iran.
- Kholghi Khosraghi M.H. (2008) Geological Map of Irankhah (Chapan) on a scale of 1:100000. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran, Iran.
- 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. <http://dx.doi.org/10.2113/gscanmin.41.6.1381>
- Leake, B.C., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical Magazine*, 61(405), 295-310. <https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.405.13>
- Masoudi, F., Masoudi, F., Mahmoodi, S., Mohajel, M. and Mehrabi, B. (2012) Dating of Arak –

- Borujerd granitoid intrusions in northern Sanandaj-Sirjan using U-Pb. *Journal of Science Kharazmi University*, 9(2), 437–446 [In Persian].
- Mazhari, S.A., Amini, S., Ghalamghash, J., and Bea, F. (2011) The origin of mafic rocks in the Naqadeh intrusive complex, Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 4(7–8), 1207–1214. <http://dx.doi.org/10.1007/s12517-010-0142-1>
- Mazhari, S.A., Bea, F., Amini, S., Ghalamghash, J., Molina, J.F., Montero, P., Scarrow, J.H., and Williams, I.S. (2009) The Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran: a marker of the end of the collision in the Zagros orogeny. *Journal of the Geological Society*, 166(1), 53–69. <https://doi.org/10.1144/0016-76492008-022>
- Mazhari, S.A., Bea, F., Amini, S., and Ghalamghash, J. (2008) Estimation of pressure and temperature of intrusive rocks crystallization: A case study of Naqadeh, Pasveh and Delkeh plutons, W Iran, *Journal of Applied Sciences*, 8(6), 934-945. <https://doi.org/10.1144/0016-76492008-022>
- Moazzen, M., and Droop, G.T.R. (2005) Application of mineral thermometers and barometers to granitoid igneous rocks: the Etive Complex, W Scotland. *Mineralogy and Petrology*, 83, 27-53. <https://doi.org/10.1007/s00710-004-0059-z>
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H., and Ohoud, M.B. (2005) Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16), 1415-1420. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>
- Niazi, A., Zarei, R., Esmaili, R., Tahmasebi, Z., and Miri, M.M. (2025) Petrology and geochemistry granitoids of Bagh Paein, south of Shahin Dej, West Azarbaijan province. *Advanced Applied Geology*, 15(1), 88-107. <https://doi.org/10.22055/aag.2024.47431.2464>
- Şahin, S.Y., Orgün, Y., Güngör, Y., Goker, A.F., Gültekin, A.H., and Karacik, Z. (2010) Mineral and whole-rock geochemistry of the Kestanbol granitoid (Ezine-Çanakkale) and its mafic microgranular enclaves in northwestern Anatolia: Evidence of felsic and mafic magma interaction. *Turkish Journal of Earth Sciences* 19, 101-122. <https://doi.org/10.3906/yer-0809-3>
- Schmidt, M. (1992) Amphibole composition in tonalities as a function of pressure: an experimental calibration of the Al in hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 304-310. <https://doi.org/10.1007/BF00310745>
- Shabani, A.A.T., Masoudi, F., and Tecce, F. (2010) An Investigation on the Composition of Biotite from Mashhad Granitoids, NE Iran, *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 21(4), 321-331.
- Shabani, A.A.T., Lalonde, A.E., and Whalen, J. (2003) Composition of biotite from granitic rocks of the Canadian Appalachian orogen: A potential tectonomagmatic indicator? *The Canadian Mineralogist*, 41, 1381-1396. <http://dx.doi.org/10.2113/gscanmin.41.6.1381>
- Shelley, D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall, London. <https://doi.org/10.1180/minmag.1993.057.388.25>
- Warr, L.N. (2021) IMA-CNMNC Approved Mineral Symbols. *Mineralogical Magazine*, 85, 291-320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Whitney, D.L., and Evans, B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185–187. <http://dx.doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Wones, D.R., and Eugster, H.P. (1965) Stability of biotite experiment, theory, and application. *American Mineralogist*, 50, 1228-1272.
- Zarasvandi, A., Rezaei, M., Tashi, M., Fereydouni, Z., and Saed, M. (2019) Comparison of geochemistry and porphyry copper mineralization efficiency in granitoids of the Sanandaj-Sirjan

and Urumieh-Dokhtar zones; using rare earth elements geochemistry. *Journal of Economic Geology*, 11(1), 1–32. [In Persian]. <http://dx.doi.org/10.22067/econg.v11i1.64479>

Zhang, S.H., Zhao<sup>1</sup>, Y., and Song, B. (2006) Hornblende thermobarometry of the Carboniferous granitoids from the Inner Mongolia Paleo-uplift: implications for the tectonic evolution of the northern margin of North China block. *Mineralogy and Petrology*, 87, 123–141. <https://doi.org/10.1007/s00710-005-0116-2>