



Research Article

Application of Biotite Chemistry for Discrimination of Origin, Emplacement and Mineralization Potential of Sarbijan–Dalfard Granitoids, NW Jiroft, Kerman, SE Iran

Raziyeh Rezaei Adriani¹, Habibollah Ghasemi² , Masoud Alipour Asl³
Mohsen Mobasheri⁴, Silvia Fornasaro⁵

¹ Ph.D. Student, Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earthsciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran, rezaeerazieh.r@gmail.com

² Professor, Research Group of Magmatism and Mineralization in Iran (RGMMI), Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran, h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

³ Associated Professor, Research Group of Magmatism and Mineralization in Iran (RGMMI), Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran, asoodalipour1@gmail.com

⁴ Ph.D., Research Group of Magmatism and Mineralization in Iran (RGMMI), Kavakaray Novin Madan Consulting Engineering Cooperation (KNMCE), Kerman, Iran, mobasheri.mohsen@yahoo.com

⁵ Junior Researcher, Department of Earth Sciences, University of Pisa, Pisa, Italy, Silvia.fornasaro@unipi.it

ARTICLE INFO

Received: 31 January 2026

Accepted: 13 March 2026

Keywords

Biotite Chemistry

Crystallization Conditions

Granitoid

Dalfard

Jiroft



10.22108/ijp.2026.148212.1381

Introduction

Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc (UDMA) as a part of Zagros orogeny is the most important Cenozoic magmatic belt in Iran (Alavi, 1994; Babazadeh et al., 2024). Lithostratigraphic and age dating evidence indicates that magmatic activity in this belt initiated during Late Cretaceous–Paleocene and continued to Pliocene–Quaternary, with the peak of the magmatism in the Middle–Late Eocene. This was followed by extensive Oligocene–Miocene intrusive magmatism and subsequently renewed during Pliocene–Quaternary by scattered volcanism (Moghadam et al., 2022a, b; Babazadeh et al., 2024). In the southeastern segment of the UDMA, particularly along the Jebal-e-Barez mountains, regional geology and zircon U–Pb geochronology record multiphase, extensive arc related magmatism from the Eocene to the Oligocene–Miocene, locally extending to the Pliocene–Quaternary (Nazarinia et al., 2020; Atapour and Aftabi, 2021; Moghadam et al., 2022a, b; Babazadeh et al., 2024). Peak of the magma emplacement occurred during the Oligocene–Miocene, characterized by intermediate to felsic plutons of the Jebal-e-Barez mountains (Chiu et al., 2013; Babazadeh et al., 2024). Biotite, a major Fe–Mg-bearing constituent of the Jebal-e-Barez intrusive complex, has a substantial capacity for incorporating Ti and Al, making it an effective monitor of crystallization conditions (temperature, pressure, oxygen fugacity), as well as for classification and discrimination of granite tectonic settings and their mineralization potential (Wones and Eugster, 1965; Wones, 1989; Abdel-Rahman, 1994; Henry et al., 2005; Nachit et al.,

 Corresponding Author

To cite this article: Rezaei Adriani, R., Ghasemi, H., Alipour Asl, M., Mobasheri, M., Fornasaro, S. (2026) Application of Biotite Chemistry for Discrimination of Origin, Emplacement and Mineralization Potential of Sarbijan–Dalfard Granitoids, NW Jiroft, Kerman, SE Iran. *Petrological Journal*, 17(2), 71-94.



2005; Jiang et al., 2002; Uchida et al., 2007; Anderson et al., 2008; Villaseca et al., 2017). Most previous studies on the Jebal-e-Barez intrusive complex have relied on whole-rock geochemistry for petrological purposes and economic fertility assessments, whereas mineral chemistry approaches such as biotite chemistry remain sparse.

Geology

The Sarbijan–Dalfard district, located northwest of Jiroft within the Jebal-e-Barez mountain range, represents the southern part of the UDMA. This major volcano-plutonic complex developed in response to prolonged subduction of the Neotethys oceanic lithosphere beneath the Central Iran block, with magmatic activity persisting from the Late Cretaceous to the Neogene. In the southeastern segment of the UDMA, a compositionally diverse suite of intermediate-felsic plutonic rocks—including diorite, monzodiorite, quartz diorite, granodiorite, and granite—intrudes the Eocene volcanic and volcano-sedimentary rocks (Moghadam et al., 2022a, b; Babazadeh et al., 2024). The Jebal-e-Barez granitoids exhibit calc-alkaline to high-K calc-alkaline affinities, consistent with an active continental arc setting. Moreover, the Oligocene–Miocene magmatism has been attributed to incipient collisional processes, crustal thickening, and partial melting of the oceanic slab and metasomatized mantle wedge, with variable crustal contamination (Moghadam et al., 2022a, b; Babazadeh et al., 2024).

Research Methods

Representative specimens from the main lithological units (monzodiorites and granodiorites) were selected for mineral chemical analyses using a JEOL 8200 electron microprobe at the Microprobe Laboratory, University of Milan, Italy. Analyses were conducted at an accelerating voltage of 30 kV, beam currents ranging from 10^{-12} to 10^{-5} A, and a counting time of 80 seconds. Biotite composition was normalized to 22 oxygens, and the Fe^{3+} content was calculated following Droop (1987) assuming charge balance within the biotite structure.

Petrography

The granitoid bodies of the Sarbijan–Dalfard district show a progressive fractionated series from diorite to granite. The diorites and monzodiorites exhibit coarse- to medium-grained hypidiomorphic textures, characterized by plagioclase as the dominant mineral, alongside biotite and amphibole as the primary mafic phases. Granodiorites predominantly display anhedral granular textures, where plagioclase often shows polysynthetic twinning and evidence of secondary alteration. Granites are typically

coarse-grained and anhedral granular, and show granophyric and myrmekitic textures in alkali-feldspar-rich varieties, representing the late-stage simultaneous crystallization of quartz and feldspar.

Discussion

Biotite geochemistry in the Sarbijan–Dalfard granitoids provides key constraints on the physicochemical conditions (P, T, $f\text{O}_2$) of magma generation, crystallization, and emplacement, as well as classification (I, S, A), tectonic setting, and mineralization potential. Microprobe analyses of biotites in the Sarbijan–Dalfard granitoids indicate their Mg-rich magmatic nature, crystallized under relatively high H_2O pressure and oxidizing conditions, reflecting a calc-alkaline (I-type) orogenic magma within a subduction-related continental margin environment. $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ ratios and Al content indicate limited crustal contribution, while Ti concentrations suggest closure temperatures of 638 to 724°C, close to the crystallization conditions of granodiorite-granite suites (Lühr et al., 1984; Henry et al., 2005). Total Al content in biotite implies emplacement pressures of 0.98–2.56 kbar, corresponding to depths of 3–7 km in the upper crust (Uchida et al., 2007). High Mg# contents of biotites and their coexistence with Fe-Ti oxides further support high $f\text{O}_2$ conditions, consistent with subduction-related arc magmatism and minimal post-emplacement re-equilibration.

Conclusion

Biotites of the Sarbijan–Dalfard granitoids are Mg-rich, magmatic, and largely unaltered, recording relatively oxidizing conditions during crystallization, consistent with Fe-Ti oxide-bearing calc-alkaline I-type magmas of a subduction-related arc setting. Thermo-barometry estimates based on Ti and Al-in-biotite suggest closure temperature ranges of 630–725°C and pressure ranges of 1–2.5 kbar, indicating emplacement at shallow upper crustal depths. Integration of petrography, biotite chemistry, and thermo-barometry calculations confirms that these granitoids were generated in an oxidizing, subduction-related environment, with significant potential for Cu mineralization.

Acknowledgments

This study forms part of the first author's PhD dissertation, which was financially supported by the Research Vice-Presidency of Shahrood University of Technology (SUT). The authors gratefully acknowledge SUT, the staff of the Microprobe Laboratories at the University of Milan, and the esteemed reviewers of the Petrological Journal for their valuable guidance and constructive comments.



کاربرد ترکیب شیمیایی بیوتیت در تشخیص خاستگاه، جایگزینی و پتانسیل کانه‌زایی گرانیتوئیدهای سربیتن - دلفارد، شمال باختری جیرفت، کرمان، جنوب خاوری ایران

راضیه رضایی آدریانی^۱، حبیب‌اله قاسمی^۲✉، مسعود علیپور اصل^۳، محسن مباحشری^۴
سیلیویا فورناسارو^۵

^۱ دانشجوی دکتری، گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران،
rezaeeraazieh.r@gmail.com

^۲ استاد، گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، گروه پژوهشی ماگمازایی و کانه‌زایی در ایران، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود،
شاهرود، ایران، h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

^۳ دانشیار، گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، گروه پژوهشی ماگمازایی و کانه‌زایی در ایران، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود،
شاهرود، ایران، masoodalipour1@gmail.com

^۴ دکتر، گروه پژوهشی ماگمازایی و کانه‌زایی در ایران، شرکت مهندسی مشاوره‌ای کاواک آرای نوین معدن، کرمان، ایران،
mobasheri.mohsen@yahoo.com

^۵ پژوهشگر وابسته، گروه علوم زمین، دانشگاه پیزا، پیزا، ایتالیا، silvia.fornasaro@unipi.it

چکیده

اطلاعات مقاله

توده‌های گرانیتوئیدی محدوده سربیتن - دلفارد در جبال بارز بخشی از ماگماتیسیم الیگوسن - میوسن در جنوب خاوری پهنه آرومیه - دختر را تشکیل می‌دهند. این توده‌ها از دیوریت، مونزودیوریت، گرانودیوریت و گرانیت ساخته شده‌اند و بافت اصلی دانه‌ای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار دارند. بیوتیت که مهم‌ترین کانی تیره در بیشتر این توده‌هاست خاستگاه اولیه ماگمایی و ترکیب منیزیم‌دار دارد. دماسنجی برپایه تیتانیم درون بیوتیت، دماهای ۶۰۰ تا ۷۳۰ درجه سانتیگراد را برای بسته‌شدن سیستم این کانی نشان می‌دهد با شرایط تبلور و جایگزینی ماگماهای گرانیتوئیدی کالک‌آلکان سازگار است. فشارسنجی بر پایه میزان آلومینیم کل درون بیوتیت، نشان‌دهنده جایگیری این توده‌های درونی در فشارهای ۱ تا ۲/۵ کیلوپا است که با ژرفای کم پوسته بالایی (ژرفاهای نزدیک به ۳ تا ۷ کیلومتری) همخوانی دارد. شاخص فوگاسیته اکسیژن و همیافتی بیوتیت منیزیم‌دار با فازهای اکسید آهن گواهی بر شرایط اکسیدان و تعلق این گرانیتوئیدها به سری مگنتیت با پتانسیل کانه‌زایی مس هستند. مجموع ویژگی‌های میدانی، سنگ‌نگاری و شیمی کانی نشان می‌دهند توده‌های گرانیتوئیدی محدوده سربیتن - دلفارد از یک ماگمای گرانیتوئیدی کالک‌آلکان متالومین نوع I در یک محیط کمان ماگمایی همزمان با برخورد وابسته به فرورانش در زمان الیگوسن - میوسن پدید آمده‌اند. این نتایج با یافته‌های به‌دست‌آمده از الگوهای پیشنهادی برای ماگماتیسیم کمانی در بخش جنوبی پهنه آرومیه - دختر همخوانی دارد.

تاریخ دریافت ۱۴۰۴/۱۱/۱۱

تاریخ پذیرش ۱۴۰۴/۱۲/۲۲

کلید واژه‌ها

پتروژنز
شیمی بیوتیت
شرایط تبلور
گرانیتوئید
دلفارد
جیرفت



doi 10.22108/ijp.2026.148212.1381

✉ نویسنده مسئول

استناد به این مقاله: رضایی آدریانی، ر.، قاسمی، ح.، علیپور اصل، م.، مباحشری، م.، فورناسارو، س. (۱۴۰۵) کاربرد ترکیب شیمیایی بیوتیت در تشخیص خاستگاه، جایگزینی و پتانسیل کانه‌زایی گرانیتوئیدهای سربیتن - دلفارد، شمال باختری جیرفت، کرمان، جنوب خاوری ایران. پترولوژی، ۱۷ (۲)، ۷۱-۹۴.



مقدمه

تحولات ژئودینامیکی سرزمین ایران در طی سنوزویک بیشتر در پاسخ به تداوم فروانش سنگ کره اقیانوسی نئوتیس به زیر بلوک ایران مرکزی بوده است (Jafari et al., 2023). کمان ماگمایی ارومیه- دختر که از بخش‌های مهم کوهزاد زاگرس است، مهم‌ترین پهنه ماگمایی سنوزویک ایران است که در پی این فروانش پدید آمده است (Alavi, 1994). شواهد سنگ‌شناختی و چینه‌نگاشتی نشان می‌دهند ماگماتیسم در این پهنه از کرتاسه پسین/پالئوسن با سرشت بیشتر بیرونی و با حجم کمتری از توده‌های درونی آغاز و تا پلیوسن- کوآترن ادامه داشته است. اوج این فعالیت‌ها در ائوسن میانی-پسین به هردو گونه بیرونی-درونی رخ داده و سپس در الیگوسن- میوسن با غلبه ماگماتیسم درونی و در پلیوسن- کوآترن دوباره با فعالیت‌های آتشفشانی ادامه یافته است (Rezeau et al., 2016; Chiu et al., 2013). این پهنه با راستای شمال‌باختر- جنوب‌خاور، میزبان طیف گسترده‌ای از سنگ‌های آتشفشانی بازی-حد واسط-اسیدی و معادل‌های درونی آن‌هاست که بازتاب‌دهنده تکامل ماگماتیسم کمانی در پهنه‌های فروانش پیش، همزمان و پس‌برخوردی قاره‌ای می‌باشد (Raeisi et al., 2021; Moghadam et al., 2022a, b; Babazadeh et al., 2024). در بخش جنوب‌خاوری این پهنه (نوار جبال بارز)، شواهد زمین‌شناسی و سن‌سنجی نشان‌دهنده بروز فعالیت‌های ماگمایی گسترده در طی ائوسن، الیگوسن، میوسن تا پلیوسن-کوآترن است (Rasouli et al., 2016; Behpour et al., 2019; Nazarinia et al., 2020; Atapour and Aftabi, 2021). اوج این ماگماتیسم در منطقه جبال بارز با جایگزینی توده‌های درونی حد واسط/اسیدی با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی ماگماهای همزمان تا پس‌برخوردی کمان‌های ماگمایی وابسته به فروانش در الیگوسن-میوسن رخ داده است (Moghadam et al., 2022a, b; Babazadeh et al., 2024).

بیوتیت از کانی‌های اصلی آهن و منیزیم‌دار سازنده سنگ‌های حد واسط/اسیدی مجموعه درونی جبال بارز است که نقش کلیدی در ثبت شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر پیدایش، تبلور، جایگزینی و پتانسیل کانه‌زایی ماگما دارد. ظرفیت بالای این کانی در پذیرش عنصرهای اصلی، فرعی و کمیاب مانند Fe, Mg, Ti, Al, F و Cl به‌طور گسترده به‌عنوان ابزاری کارآمد برای برآورد دما، فشار، فوگاسیته اکسیژن و محیط زمین‌ساختی پیدایش و تبلور ماگما به‌کار برده شده است (Abdel-Rahman, 2005; Henry et al., 2005; Nachit et al., 2005). بررسی‌های نشان داده‌اند که محتوای Ti درون بیوتیت می‌تواند به‌عنوان دماسنجی برای تبلور به‌کار برده شود، در حالی که نسبت Fe^{3+}/Fe^{2+} این کانی شاخص مناسبی برای ارزیابی شرایط اکسیدان- احیاء ماگما به‌شمار می‌رود (Henry et al., 2005; Wu and Chen, 2015). افزون بر این، ترکیب شیمیایی بیوتیت در تفکیک انواع گرانیته‌ها (S-type, I-type و A-type) و پتانسیل کانه‌زایی آن‌ها نقش مؤثری بازی می‌کند (Jiang et al., 2002; Anderson et al., 2008; Villaseca et al., 2017).

با وجود اهمیت زمین‌ساختی و ماگمایی بخش جنوبی پهنه ارومیه- دختر و انجام بررسی‌های ارزشمند زمین‌شناسی اقتصادی و سنگ‌شناسی جدید روی آن (Rasouli et al., 2016; Mohammadzadeh et al., 2018; Behpour et al., 2019; Nazarinia et al., 2020; Atapour and Aftabi, 2021; Moghadam et al., 2022a, b; Babazadeh et al., 2024)، بررسی‌های متمرکز بر شیمی کانی‌ها و به ویژه شیمی بیوتیت در توده‌های درونی گرانیته‌ی الیگوسن-میوسن وجود نداشته یا اندک است. بخش بیشتر این بررسی‌های بر پایه داده‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌کل انجام شده و بیشتر با هدف تفسیر ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ارزیابی پتانسیل‌های زمین‌شناسی اقتصادی این توده‌ها صورت گرفته است. با این حال، بررسی‌های بر پایه

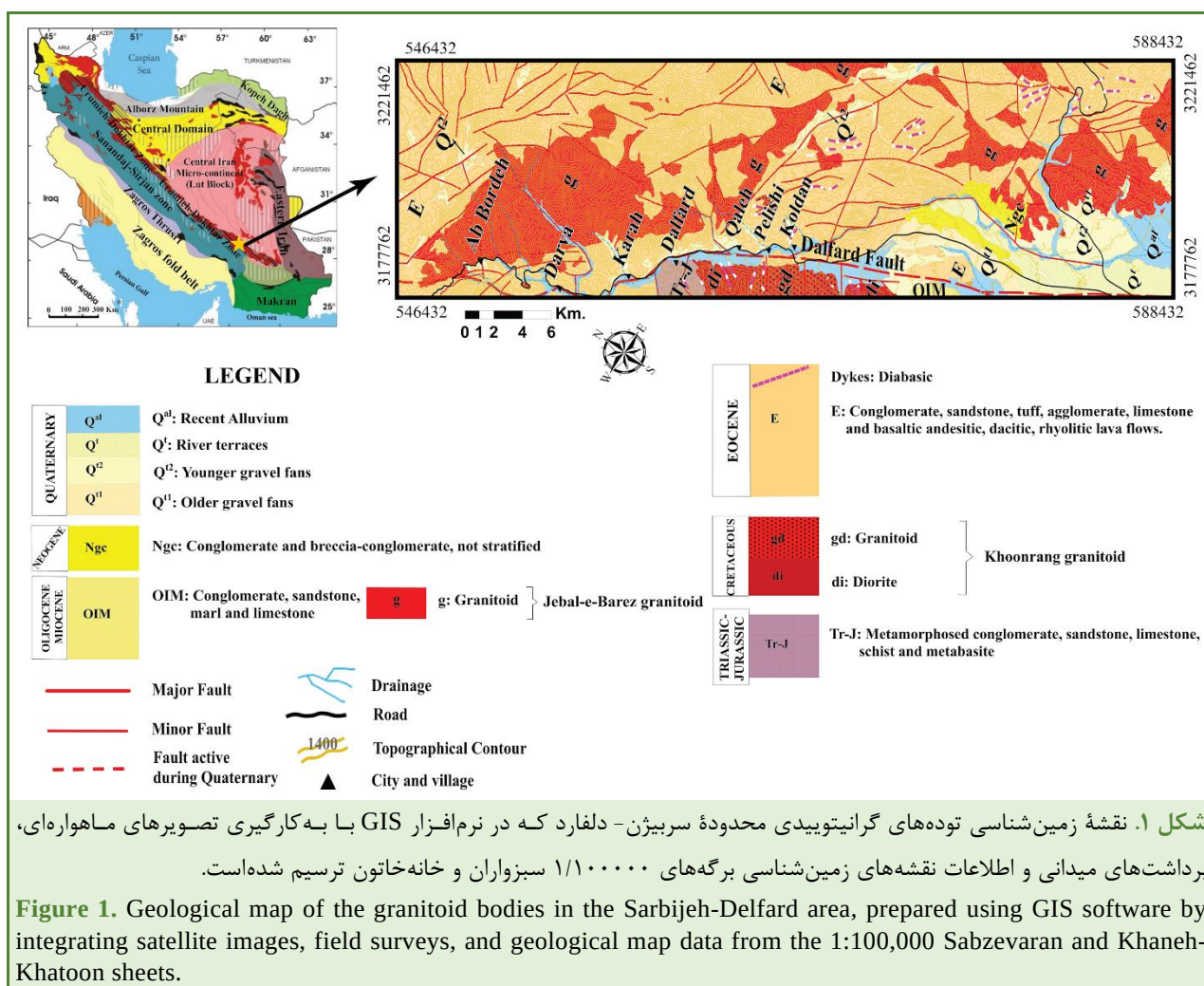
بخش میانی مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز در خاور جیرفت را بررسی کرده است و آن را محصول ماگماتیسم گرانیتی الیگومیوسن ناشی از مراحل پایانی فرورانش نئوتتیس معرفی کردند. رحمانیان و همکاران (Rahmanian et al., 2023) با استفاده از شیمی کانی‌ها به بررسی شرایط پیدایش و محیط زمین‌ساختی کوارتز دیوریت‌های کرتاسه پسین دلفارد در نزدیکی توده‌های جبال بارز پرداخته‌اند. در این پژوهش با استفاده از شیمی بیوتیت به بررسی سرشت و نوع ماگما، شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر پیدایش، تبلور، جایگاه زمین‌ساختی و ژرفا جایگزینی ماگما در توده‌های گرانیتوئیدی محدوده سربیزن - دلفارد در بخش باختری رشته جبال بارز پرداخته شده است. یافته‌های این پژوهش، نقش استفاده از شیمی بیوتیت به عنوان ابزاری کارآمد در تشخیص محیط زمین‌ساختی پیدایش و شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر تبلور، جایگزینی و پتانسیل کانه‌زایی ماگما را برجسته می‌سازد.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه بررسی شده در شمال‌باختر جیرفت، در بخش شمال‌باختری جبال بارز در جنوب خاور ایران واقع شده و از دیدگاه زمین‌ساختی در بخش جنوبی کمان ماگمایی ارومیه - دختر، در محدوده نوار ماگمایی دهج - ساردوبیه جای دارد (Dimitrijevic, 1973) (شکل ۱). این نوار ماگمایی حاصل فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه ایران مرکزی است و فعالیت ماگمایی آن از کرتاسه پسین آغاز و در سراسر سنوزویک، به‌ویژه در الیگوسن - میوسن، ادامه یافته است.

در این منطقه، رخنمون‌های گسترده‌ای از سنگ‌های آذرین درونی و نیمه‌عمیق با ترکیب‌های حد واسط تا اسیدی دیده می‌شود که بیشتر شامل مونوزدیوریت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت هستند. این سنگ‌ها به‌صورت توده‌های درونی، استوک‌ها و دایک‌ها درون واحدهای آتشفشانی - رسوبی ائوسن جایگزین شده‌اند.

کانی‌شناسی و به‌ویژه تجزیه و تحلیل ترکیب شیمیایی کانی‌های اصلی سنگ‌ساز که می‌تواند اطلاعات ارزشمندی درباره شرایط فیزیکوشیمیایی پیدایش، تبلور ماگما و جایگیری توده‌های درونی فراهم کند، تا کنون کمتر به آن پرداخته شده است. در این راستا، محمدزاده جهانی و همکاران (Mohammadzadeh-Jahani et al., 2014) با تمرکز بر بررسی‌های سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و تفسیر سنگ‌زایی، بخش پایانی توده درونی جبال بارز در جنوب سد نساء واقع در شهرستان بم را بررسی کردند و خاستگاه این توده‌ها را به فرورانش نئوتتیس در زمان الیگومیوسن مرتبط دانستند. یوسفی شریک‌آباد (Yousefi-Sharikabad, 2018) به تحلیل خاستگاه و روند تکامل ماگما و سیالات گرمایی پرداخته و نقش عوامل کنترل‌کننده باروری ماگما و کانه‌زایی را در کانسار پورفیری کرور نوار مس کرمان ارزیابی کرده‌اند. محمدزاده (Mohammadzadeh, 2017) و محمدزاده و همکاران (Mohammadzadeh et al., 2018)، با بررسی زمین‌شناسی، دگرسانی و کانه‌زایی در معدن مس رضی‌آباد جیرفت، این معدن را از نوع مس پورفیری در کمان ماگمایی الیگومیوسن جبال بارز دانسته‌اند. رسولی و قربانی (Rasouli and Ghorbani, 2017) با بررسی کانه‌زایی مس پورفیری، الگوهای دگرسانی، سن‌سنجی زیرکن به روش U-Pb و پتروژنز سنگ‌ها، دیدگاه کلی از تحولات ماگمایی منطقه دلفارد در شمال‌باختر جیرفت ارائه کرده‌اند. سپیدبر (Sepidbar, 2019) با بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی، زمین‌شیمیایی و جایگاه زمین‌ساختی بخش باختری مجموعه گرانیتوئیدی جبال بارز در خاور جیرفت، این توده‌ها را ناشی از مراحل پایانی فرورانش نئوتتیس در بخش جنوبی پهنه ارومیه - دختر معرفی کرد. بهپور و همکاران (Behpour et al., 2019) کانی‌شناسی، پترولوژی و زمین‌شیمی دایک‌های مافیک در بخش جنوب‌خاوری توده گرانیتوئیدی جبال بارز در جنوب بم را بررسی کردند. جشاری و همکاران (Jeshari, 2020) پترولوژی، زمین‌شیمی و محیط زمین‌ساختی



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی توده‌های گرانیتویدی محدوده سربیزن-دلفارد که در نرم‌افزار GIS با به‌کارگیری تصاویر ماهواره‌ای، برداشت‌های میدانی و اطلاعات نقشه‌های زمین‌شناسی برگه‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ سبزواران و خانه‌خاتون ترسیم شده‌است.

Figure 1. Geological map of the granitoid bodies in the Sarbijeh-Delfard area, prepared using GIS software by integrating satellite images, field surveys, and geological map data from the 1:100,000 Sabzevaran and Khaneh-Khatoon sheets.

نئوتتیس و آغاز فرایندهای برخوردی و کلفت‌شدگی پوسته‌ای همراه بوده است. این شرایط به ذوب‌بخشی گوشته دگرزها و آرایش پوسته‌ای ماگما می‌انجامد و تنوع ترکیبی گرانیتویدهای منطقه را در پی داشته است (Sepidbar, 2019; Moghadam et al., 2022a, b; Babazadeh et al., 2024). توده‌های گرانیتویدی گستره سربیزن-دلفارد در امتداد دره دلفارد گسترش یافته‌اند و بخشی از مجموعه درونی جبال بارز دانسته می‌شوند. رخنمون این توده‌ها بیشتر هم‌راستا با گسل‌های دلفارد و سبزواران است و این هم‌راستایی نشان‌دهنده نقش کارآمد این ساختارهای زمین‌ساختی در کنترل جایگیری و صعود ماگما در منطقه است.

به باور دیمیتریویچ (Dimitrijevic, 1973)، توده‌های درونی جبال بارز بیشتر به سن الیگوسن تا میوسن هستند

بررسی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی انجام‌شده روی گرانیتویدهای جبال بارز نشان می‌دهد این سنگ‌ها ویژگی‌های ماگماتیک کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پرتاسیم نشان می‌دهند و از دیدگاه زمین‌شیمیایی با محیط‌های کمانی فعال وابسته به فرورانش همخوانی دارند. حضور کانی‌های اصلی مانند پلاژیوکلاز، پتاسیم‌فلدسپار، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول نشان‌دهنده سرشت گرانیتویدی این توده‌ها و همچنین، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مانند ناهنجاری منفی از HFSEs و نسبت‌های بالای LILEs/HFSEs، گواه نقش سیال‌های فرورانشی در خاستگاه ماگماهای سازنده این توده‌هاست. بر پایه داده‌های زمین‌شیمیایی و زمین‌زمان‌سنجی، ماگماتیکم الیگومیوسن در جبال بارز به مرحله‌ای از دگرگونی زمین‌ساختی کمان ارومیه-دختر نسبت داده می‌شود که با فرایند فرورانش

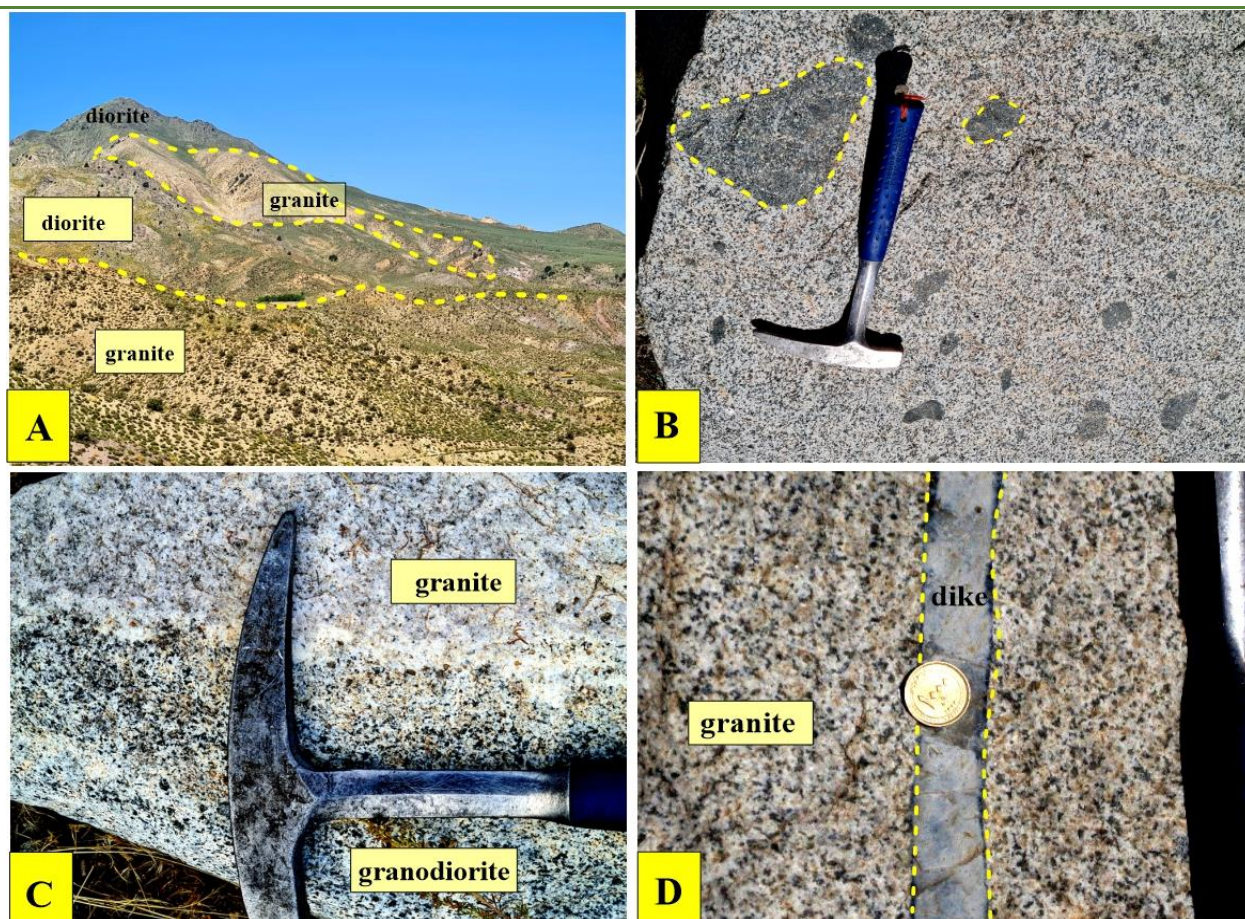
۲) نفوذ توده‌های گرانودیوریتی درون فازهای دیوریتی کهن‌تر؛

۳) تزریق توده‌های گرانیتی تا آلکالی‌گرانیتی درون واحدهای پیشین است (شکل ۲-۲). این مرحله سوم با حضور رگه‌ها و عدسی‌های آپلیتی-پگماتیتی درون توده‌های گرانیتی همراه است و نشان‌دهنده مراحل پایانی تبلور ماگما و غنی‌شدگی مذاب از عنصرهای فرار است.

۴) در پایان، چهارمین و آخرین مرحله ماگمایی با جایگزینی دایک‌های دیابازی (شکل ۲-۲) شناخته می‌شود که همه واحدهای درونی و آتشفشانی پیشین را بریده و جوان‌ترین رویداد ماگمایی منطقه به‌شمار می‌آید.

و درون واحدهای آتشفشانی ائوسن مجموعه هزار نفوذ کرده‌اند. شواهد میدانی و روابط بریدگی میان واحدهای سنگی نشان می‌دهد فعالیت‌های ماگمایی منطقه در چارچوب چندین مرحله متمایز رخ داده است؛ به گونه‌ای که یک مرحله آتشفشانی غالب در ائوسن میانی تا پسین و چندین مرحله درونی در بازه زمانی ائوسن پسین، الیگوسن و میوسن قابل شناسایی است (شکل ۲-۲). بر این پایه، فازهای درونی منطقه بدین گونه هستند:

۱) جایگیری اولیه توده‌های دیوریتی تا کوارتزیدیوریتی است که گاهی به‌صورت انکلاو درون واحدهای دیگر حضور دارند (شکل ۲-۲)؛



شکل ۲. تصاویر میدانی از واحدهای سنگی محدوده سربیزن-دلفارد. A) نمای دور از نفوذ توده گرانیتی در داخل توده دیوریتی. B) حضور آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک (دیوریتی) در داخل بخش گرانیتی. C) نمای نزدیک از مرز بخش روشن گرانیتی و تیره گرانودیوریتی. D) نمای نزدیک از دایک نازک دیابازی قطع کننده گرانیت‌ها.

Figure 2. Field photographs of the lithological units in the Sarbijan-Dalfard district. A) Far view of granite intrusion into the dioritic body; B) Occurrence of mafic microgranular (dioritic) enclaves within the granitic part; C) Closed view of light granitic and dark granodioritic boundary; D) Closed view of diabasic dyke cutting the granites.

روش انجام پژوهش

روش انجام پژوهش دربردارنده بررسی‌های دقیق زمین‌شناسی، تهیه نقشه زمین‌شناسی، آماده‌سازی مقاطع نازک و نازک-صیقلی، انجام بررسی‌های سنگ‌نگاری و انجام تجزیه شیمیایی کانی روی نمونه‌های شاخص واحدهای اصلی سنگی منطقه (مونزودیوریت و گرانودیوریت) بوده است. تجزیه شیمیایی کانی‌های پیروکسن، فلدسپار، آمفیبول و بیوتیت با به‌کارگیری ریزکاو الکترونی در آزمایشگاه ریزکاو دانشگاه میلان ایتالیا انجام شد. این تجزیه‌ها با دستگاه JEOL 8200 در ولتاژ شتاب‌دهنده ۳۰ کیلوولت، جریان پرتوی ۱۲-۱۰ تا ۵-۱۰ آمپر و زمان شمارش ۸۰ ثانیه انجام

شد. در این نوشتار از شمار ۱۶ نقطه تجزیه بیوتیت در نمونه‌های گرانودیوریتی و مونزودیوریتی (جدول ۱) و در محیط نرم‌افزار تخصصی Geo-fO₂ (Li et al., 2019) و صفحه گسترده اکسل برای برآورد پارامترهای فیزیکوشیمیایی حاکم بر تبلور و جایگزینی ماگما (دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن) و همچنین، از نرم‌افزار گرافر برای رسم نمودارهای مورد نیاز بهره گرفته شده است. فرمول ساختاری بیوتیت‌ها بر پایه بهنجارسازی به ۲۲ اکسیژن به‌دست آورده شد. برای شناسایی آهن دوظرفیتی و سه‌ظرفیتی، مقدار Fe³⁺ بر پایه روش دروپ (Droop, 1987) و با فرض توازن بار الکتریکی در ساختار بیوتیت به‌دست آورده شد.

جدول ۱. داده‌های حاصل از تجزیه ریزکاو الکترونی کانی بیوتیت در توده‌های گرانیتویدی سربین (Gd).

Table 1. EPMA data of Biotite in the representative rock samples granodiorite (Gd) Sarbijan-Dalfard granitoid.

Sample No.	DRM.07 (Gd)							
SiO ₂	36.01	35.8	36.51	37.22	35.36	36.6	36.6	37.94
TiO ₂	1.72	1.86	3.89	3.29	1.84	1.93	2.98	3
Al ₂ O ₃	16.55	16.46	14.33	14.94	15.71	15.21	14.83	15.03
FeO	20.07	19.85	21.68	20.97	19.99	19.31	20.04	20.19
MnO	0.6177	0.6054	0.4361	0.5729	0.5233	0.5639	0.4942	0.4609
MgO	10.64	10.58	10.16	10.65	11.06	11.1	10.29	10.14
CaO	0.1421	0.191	0	0	0.0662	0.1975	0.0911	0.1463
Na ₂ O	0.0739	0.0556	0.0533	0.0693	0	0.0562	0.0867	0.0917
K ₂ O	9.03	9.41	9.34	9.53	9.24	8.42	9.24	9.07
Cr ₂ O ₃	0	0	0.0367	0.0171	0.0425	0.0707	0	0
Si	5.54	5.52	5.58	5.61	5.52	5.67	5.65	5.74
Ti	0.20	0.22	0.45	0.37	0.22	0.23	0.35	0.34
Al	3.00	2.99	2.58	2.66	2.89	2.78	2.70	2.68
Mn	0.08	0.08	0.06	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06
Mg	2.44	2.43	2.32	2.39	2.57	2.57	2.37	2.29
Ca	0.02	0.03	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.02
Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02	0.03	0.03
K	1.77	1.85	1.82	1.83	1.84	1.67	1.82	1.75
Al ^{IV}	2.46	2.48	2.42	2.39	2.48	2.33	2.35	2.26
Al ^{VI}	0.54	0.51	0.16	0.27	0.41	0.45	0.35	0.42
Fe ³⁺	0.20	0.22	0.45	0.37	0.22	0.23	0.35	0.34
Fe ²⁺	0.28	0.25	0.17	0.18	0.37	0.21	0.11	0.00
Fe ²⁺ +Mg	2.58	2.56	2.77	2.64	2.61	2.50	2.59	2.56
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.49	0.49	0.46	0.48	0.50	0.51	0.48	0.47
Fe#	0.51	0.51	0.54	0.52	0.50	0.49	0.52	0.53
Temperature (°C):								
Luhr et al. (1984)	602.84	609.47	687.47	665.66	608.09	614.73	657.98	657.87
Henry et al. (2005)	583.86	600.40	712.90	690.26	602.93	613.08	679.43	676.39
P(Kb)								
Uchida et al. (2007)	2.56	2.54	1.29	1.52	2.23	1.89	1.65	1.59
logfO ₂	-17.81	-17.49	-15.88	-16.09	-17.34	-17.24	-16.29	-16.44
Depth (km)	9.54	9.52	4.78	5.63	8.32	6.97	6.13	5.89

جدول ۱. ادامه.

Table 1. Continued.

Sample No.	DRM.08 (Mzd)							
SiO ₂	37.83	38.66	37.63	37.65	37.36	36.70	37.60	36.73
TiO ₂	3.68	3.73	3.88	3.84	3.65	3.77	3.59	3.57
Al ₂ O ₃	14.56	15.66	14.35	13.92	15.85	14.34	14.25	14.17
FeO	17.59	17.41	17.22	17.28	16.94	17.32	17.75	17.39
MnO	0.35	0.37	0.38	0.32	0.35	0.37	0.36	0.35
MgO	12.39	12.41	12.72	12.80	13.10	13.20	12.81	13.11
CaO	0.08	0.12	0.03	0.05	0.14	0.00	0.01	0.04
Na ₂ O	0.02	0.06	0.00	0.02	0.02	0.04	0.00	0.10
K ₂ O	9.48	9.08	9.61	9.49	9.12	9.52	9.44	9.49
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Si	5.64	5.64	5.61	5.64	5.48	5.49	5.60	5.52
Ti	0.41	0.41	0.44	0.43	0.41	0.43	0.40	0.41
Al	3.22	3.25	3.21	3.17	3.35	3.27	3.2	3.26
Mn	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05
Mg	2.76	2.70	2.84	2.87	2.88	2.98	2.86	2.97
Ca	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01
Na	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.03
K	1.81	1.69	1.84	1.82	1.72	1.84	1.81	1.84
Al ^{IV}	2.44	2.4	2.46	2.45	2.47	2.51	2.45	2.5
Al ^{VI}	0.78	0.85	0.75	0.72	0.88	0.76	0.75	0.76
Fe ³⁺	0.06	0.00	0.09	0.09	0.14	0.23	0.16	0.23
Fe ²⁺	2.14	2.12	2.07	2.08	1.95	1.96	2.07	1.98
Fe ²⁺ +Mg	4.90	4.82	4.91	4.95	4.84	4.93	4.93	4.95
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.56	0.56	0.57	0.57	0.58	0.58	0.56	0.57
Fe#	0.42	0.42	0.41	0.41	0.4	0.4	0.41	0.4
Temperature (°C):								
Luhr et al. (1984)	717.97	723.31	735.26	731.89	724.62	726.97	710.69	713.86
Henry et al. (2005)	720.82	719.92	730.68	730.10	723.15	729.79	719.15	722.53
P(Kb)								
Uchida et al. (2007)	1.25	1.67	1.17	0.98	1.87	1.24	1.13	1.17
logfO ₂	-16.23	-16.06	-15.69	-15.79	-16.02	-15.95	-16.46	-16.36
Depth (km)	4.70	6.15	4.34	3.60	6.90	4.58	4.16	4.36

سنگ‌نگاری

بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهند توده‌های گرانیتوئیدی گستره گردنه سربیزن-دلفارد از دیدگاه ترکیب سنگ‌شناسی دربردارنده دیوریت، مونزودیوریت، گرانودیوریت و گرانیت هستند. این تنوع ترکیبی نشان‌دهنده تبلوربخشی و دگرگونی ماگما در یک سامانه درونی کالک‌آلکالن است که به‌طور گسترده در محیط‌های وابسته به فروران‌ش گزارش شده است (Winter, 2014).

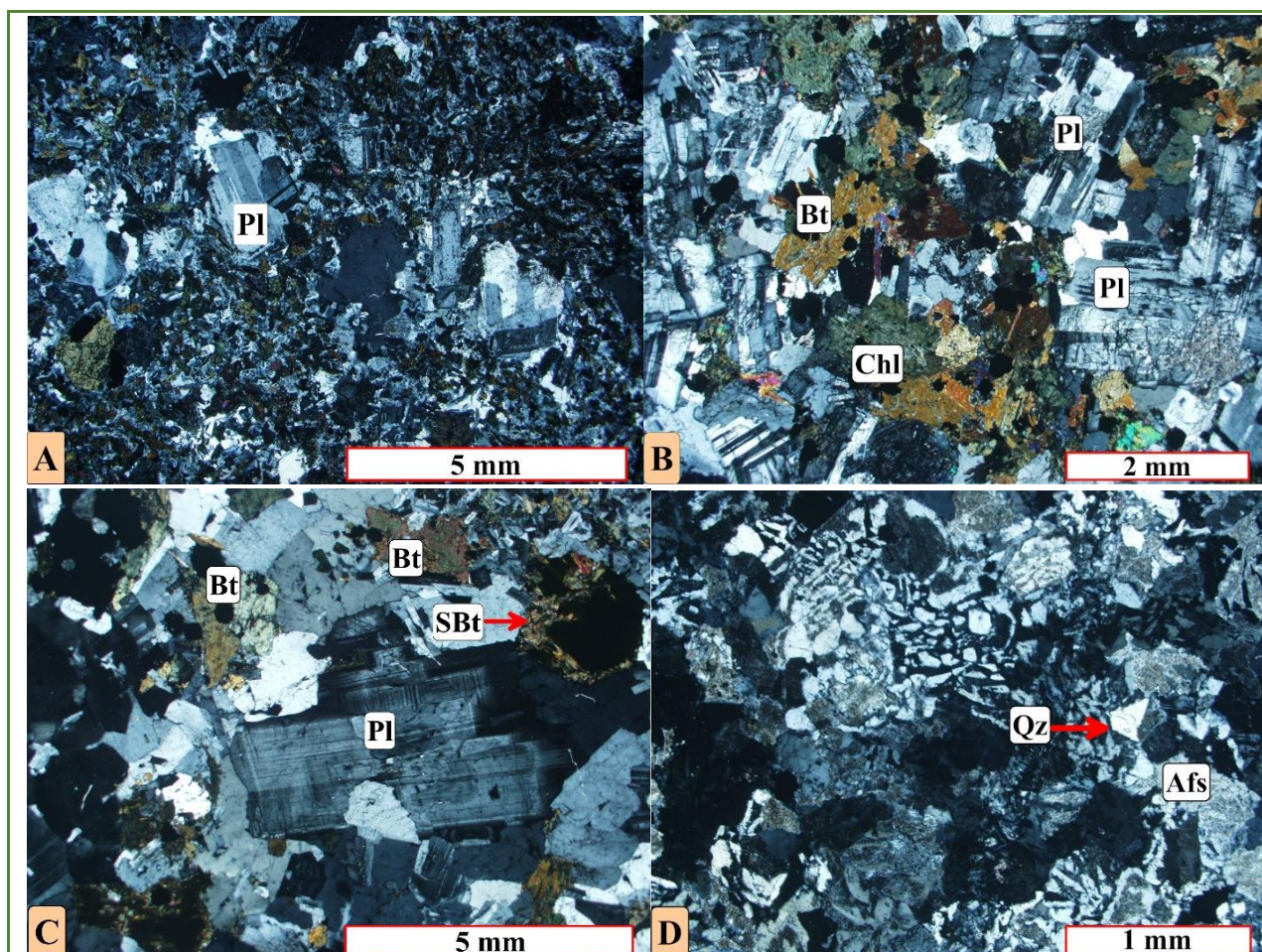
دیوریت‌ها و مونزودیوریت‌ها عموماً بافت دانه‌ای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار دارند و در برخی نمونه‌ها بافت پورفیروئیدی دیده می‌شود (شکل ۳-۱). این سنگ‌ها بیشتر از پلاژیوکلاز که کانی اصلی فلسیک است و از بیوتیت و آمفیبول که

کانی‌های اصلی مافیک به‌شمار می‌روند ساخته شده‌اند.

گرانودیوریت‌ها فراوان‌ترین سنگ‌های درونی منطقه هستند و بیشتر آنها بافت دانه‌ای بی‌شکل دارند. افزون‌بر این، حضور بافت‌های فرعی مانند اینترگرانولار، پویی‌کیلستیک و پرتیتی در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود که نشان‌دهنده شرایط تبلور چندمرحله‌ای و سردشدن کمابیش آهسته ماگماست. پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی این سنگ‌هاست و در بسیاری از بلورها ماکل پلی‌سینتتیک به‌خوبی توسعه یافته است (شکل ۳-۲). برخی پلاژیوکلازها بافت اسفنجی دارند و نشانه‌هایی از دگرسانی به سرسیت را نشان می‌دهند که می‌تواند پیامد فرایندهای دگرسانی پسا‌ماگمایی باشد. آلکالی‌فلدسپار و کوارتز بیشتر به‌صورت بی‌شکل فضای میان

ورقه‌های ریز در پیرامون بلورهای کانی‌های کدر (مگنتیت و پیریت و کالکوپیریت) و در ارتباط با دگرسانی پتاسیک دیده می‌شوند (شکل ۳- C).

بلورها را پر کرده‌اند. بیوتیت‌های اولیه بیشتر به شکل بلورهای ورقه‌ای درشت تا متوسط در میان دانه‌های پلاژیوکلاز (شکل ۳- B) و بیوتیت‌های ثانویه به شکل



شکل ۳. تصویرهای سنگ‌نگاری از واحدهای گرانیتوئیدی محدوده سربیه-دلفارد. (A) بافت پورفیری متشکل از درشت بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه دانه ریز در مونزودیوریت‌ها؛ (B) بافت دانه‌ای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار متشکل از پلاژیوکلازهای با بافت پلی‌سینتیک و اسفنجی به‌همراه دانه‌های بیوتیت در دیوریت‌ها؛ (C) تصویری از بیوتیت‌های ماگمایی اولیه و درشت (Bt) و بیوتیت‌های ورقه‌ای- رشته‌ای ثانویه (SBt) در اطراف کانی‌های کدر (مگنتیت) در یک سنگ گرانودیوریتی؛ (D) بافت گرانوفیری در آلکالی‌فلدسپار گرانیت. نام اختصاری کانی‌ها از وار (Warr, 2021).

Figure 3. Photomicrographs of granitoid units from the Sarbijeh-Delfard area. **A)** Porphyritic texture consisting of plagioclase phenocrysts in a fine-grained groundmass in monzodiorites; **B)** Anhedrally to subhedral texture composed of plagioclase with polysynthetic and sieve textures, along with biotite grains in diorites; **C)** Primary magmatic biotites (Bt) and secondary flaky-fibrous biotites (SBt) around opaque minerals (magnetite) in a granodioritic rock; **D)** Granophyric texture in alkali feldspar of granite. Mineral abbreviations after Warr (2021).

۳- D) که معمولاً پیامد تبلور هم‌زمان کوارتز و فلدسپار در مراحل پایانی انجماد مذاب و شرایط فرااشباع از سیلیس و مواد فرار دانسته می‌شود (Vernon, 2004). پیدایش این بافت‌ها می‌تواند بازتابی از افت دما، افزایش گرانی و

گرانیت‌ها بیشتر بافت دانه‌ای بی‌شکل دارند و از پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول ساخته شده‌اند. در برخی نمونه‌ها، به‌ویژه در گرانیت‌های غنی از آلکالی‌فلدسپار، بافت‌های گرانوفیری و میرمیکیتی توسعه یافته است (شکل

فازهای حدی دیگر فاصله دارد؛ ویژگی که گویای خاستگاه ماگمایی این بیوتیت‌ها و تبلور آن‌ها در تعادل با مذاب سیلیکاته است (Foster, 1960; Rieder et al., 1999).

نسبت $Fe/(Fe+Mg)$ کمابیش یکنواخت و در حد متوسط در بیوتیت‌های منطقه، نشان‌دهنده شرایط اکسیدان در ماگما و سرشت اولیه این کانی‌هاست. این ویژگی معمولاً در گرانیتوئیدهایی دیده می‌شود که در محیط‌های کم‌آبی و وابسته به فروروانش پدید آمده‌اند؛ جایی که فوگاسیتته بالای اکسیژن از ویژگی‌های بارز ماگماها به‌شمار می‌رود (Xianwu et al., 2009). بیوتیت به تغییرات دما، فشار و ترکیب شیمیایی مذاب، به‌ویژه فوگاسیتته اکسیژن و میزان H_2O و SiO_2 واکنش پرشتابی نشان می‌دهد و از این‌رو، از بهترین شاخص‌های سنگ‌شناسی در سامانه‌های ماگمایی و دگرگونی به‌شمار می‌آید (Wones and Eugster, 1965). در هنگام رخداد تبلور ماگما، روند غنی‌شدگی بیوتیت از آهن یا منیزیم تابع از شرایط اکسایش-کاهش است؛ به‌گونه‌ای که در محیط‌های اکسیدان، بیوتیت‌ها منیزیم‌دار و در شرایط کاهش، آهن‌دار می‌شوند (Foster, 1960).

بر پایه معیارهای رده‌بندی دیر و همکاران (Deer et al., 1992) و فوستر (Foster, 1960)، بیوتیت‌های بررسی‌شده از گونه بیوتیت‌های منیزیم‌دار هستند (شکل‌های ۴-B و ۴-C). این ویژگی، نشان‌دهنده تبلور آنها در محیطی ماگمایی و اکسیدان است. چنین شرایطی معمولاً با تبلور زودهنگام فازهای اکسیدی غنی از آهن و تیتانیم، مانند تیتانومگنتیت، همراه است. حضور هم‌زمان بیوتیت‌های منیزیم‌دار و تیتانومگنتیت در یک سنگ، گواهی قوی بر فوگاسیتته کمابیش بالای اکسیژن در ماگمای مادر تفسیر می‌شود (Ishihara, 1977).

برای تمایز بیوتیت‌های اولیه (ماگمایی) از بیوتیت‌های ثانویه یا بیوتیت‌هایی که دچار تعادل دوباره شده‌اند، از نمودار سه‌تایی FeO^* ، MgO و TiO_2 ($\times 10$) بهره گرفته می‌شود (Nachit et al., 2005). داده‌های به‌دست‌آمده نشان می‌دهند بیوتیت‌های منطقه سرشت ماگمایی اولیه دارند و مستقیماً از تبلور ماگما پدید آمده‌اند (شکل ۴-۴).

دگرگونی‌های شیمیایی به‌ویژه افزایش سیلیس و مواد فرار در مراحل پایانی دگرگونی ماگما باشد.

بحث

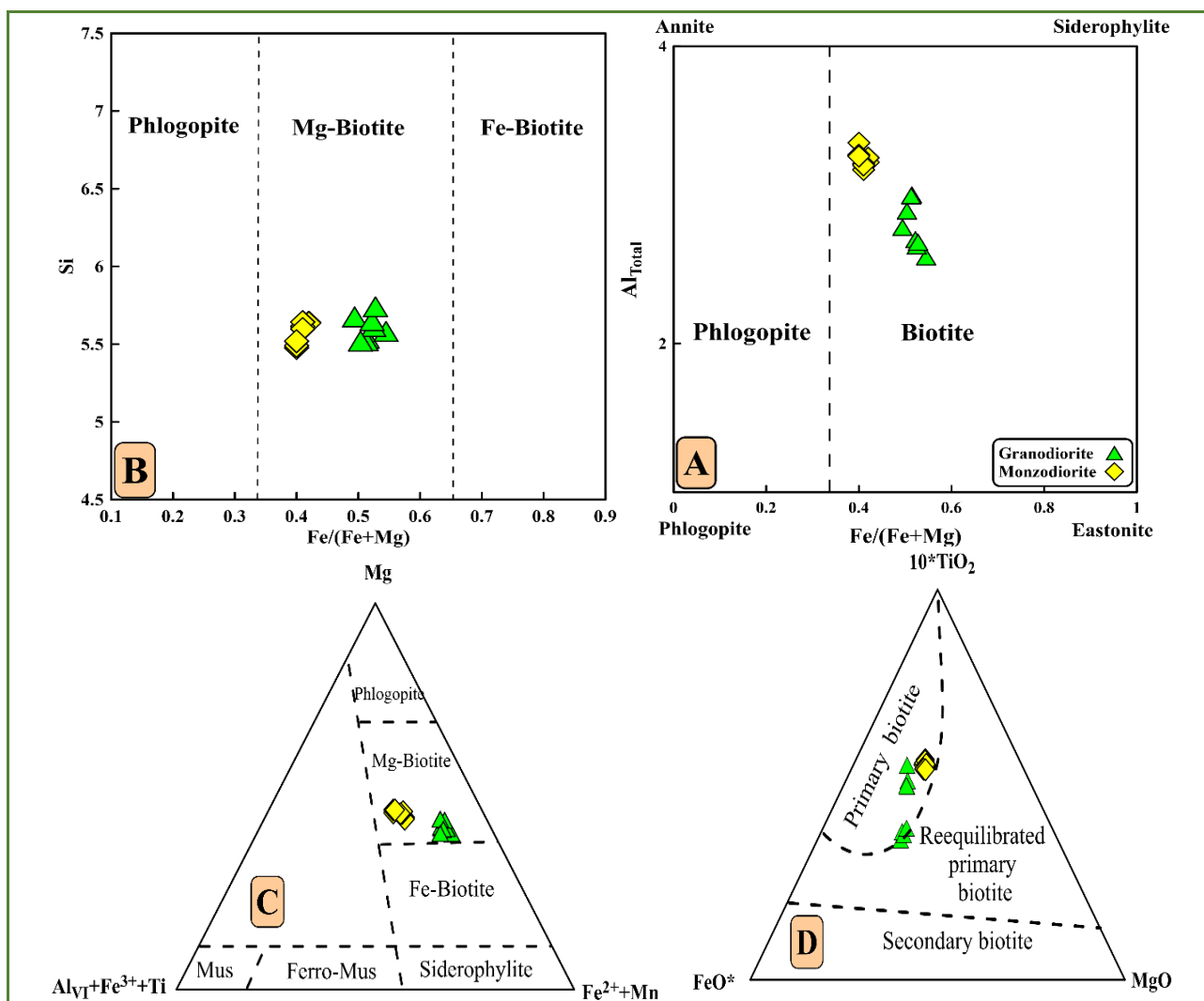
ترکیب شیمیایی بیوتیت که بازتابی از ترکیب ماگمای مادر است، به‌طور گسترده برای برآورد شرایط دما، فشار و فوگاسیتته اکسیژن (Henry et al., 2005; Nachit et al., 2005; Luhr et al., 1984; Wones and Eugster, 1965) محیط زمین‌ساختی پیدایش و تبلور (Abdel-Rahman, 1994)، رده‌بندی به‌گونه‌های S، I و A (Jiang et al., 2002; Anderson et al., 2008; Villaseca et al., 2017) و پتانسیل کانه‌زایی گرانیتوئیدها به‌کار برده شده است. این کانی، در سنگ‌های گرانیتوئیدی بررسی‌شده فراوان است و حضور آن نشان‌دهنده تبلور ماگما در شرایط فشار بخار آب کمابیش بالاست. نقش آب در پایداری بیوتیت سبب می‌شود که پیدایش این کانی به‌طور مستقیم به سرشت آبدار ماگما و ژرفای جایگیری آن وابسته باشد (Wones and Eugster, 1965).

۱. شیمی بیوتیت

تغییرات نسبت $Fe/(Fe+Mg)$ و مقدار آلومینیم درون ترکیب بیوتیت، اطلاعات ارزشمندی درباره شرایط فیزیکی (دما و فشار)، فوگاسیتته اکسیژن و درجه اشباع‌شدگی از آلومین ماگما در زمان تبلور به‌دست می‌دهد. نسبت $Fe/(Fe+Mg)$ شاخصی از شرایط اکسایش-کاهش است و مقدار Al نشان‌دهنده سرشت پرآلومین یا مت‌آلومین بودن ماگما دانسته می‌شود (Foster, 1960). از این‌رو، به‌کارگیری چهارگوش ترکیبی بیوتیت شامل آنیت-سیدروفیلیت-فلوگوپیت-ایستونیت (ASPE) روشی متداول برای تفسیر شرایط پیدایش بیوتیت‌ها در سنگ‌های گرانیتوئیدی است (Rieder et al., 1999). بیوتیت یک محلول جامد پیچیده میان چهار سازنده پایانی آنیت، فلوگوپیت، سیدروفیلیت و ایستونیت است. تغییرات نسبی این سازنده‌ها بازتابی از شرایط دما و ترکیب شیمیایی ماگمای مادر به‌شمار می‌آید. داده‌های شیمی کانی نشان می‌دهند ترکیب بیوتیت‌های بررسی‌شده در گستره بیوتیت و گونه منیزیم‌دار آن جای می‌گیرد (شکل‌های ۴-A و ۴-B) و از حضور

(Nachit et al., 2005). همزیستی گسترده بیوتیت با تیتانومگنتیت در سنگ‌های بررسی‌شده، افزایش نسبی Ti در بیوتیت‌ها را توجیه می‌کند و نشان‌دهنده تبلور این کانی‌ها در شرایط دمایی کمابیش بالا و فوگاسیته بالای اکسیژن است. هرچند ورقه‌ها و رشته‌های ریز بیوتیت در پیرامون مگنتیت هم دیده می‌شوند که گمان می‌رود پیامد دگرسانی پتاسیک رخ داده در سنگ باشند.

(D). این بیوتیت‌ها معمولاً شکل‌دار هستند و در مقاطع نازک با رنگ قهوه‌ای تیره شناخته می‌شوند که این ویژگی‌ها با خاستگاه ماگمایی آنها سازگار است. مقدار Ti درون بیوتیت به‌طور مستقیم به دمای تبلور و ترکیب شیمیایی سنگ میزبان وابسته است و با افزایش دما و حضور فازهای اکسیدی غنی از تیتانیم، میزان Ti در ساختار بیوتیت افزایش می‌یابد (Dymek, 1983).



شکل ۴. ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های درون گرانودیوریت‌ها و مونزودیوریت‌های محدوده سربیزن-دلفارد. (A و B) نمودارهای رده‌بندی بیوتیت‌ها (Deer et al., 1992); (C) نمودار رده‌بندی $Al^{VI}+Fe^{3++Ti}$, Mg, Fe^{2++Mn} برای بیوتیت (Foster, 1960); (D) نمودار رده‌بندی FeO^* , MgO , $10.TiO_2$ برای بیوتیت (Nachit et al., 2005).

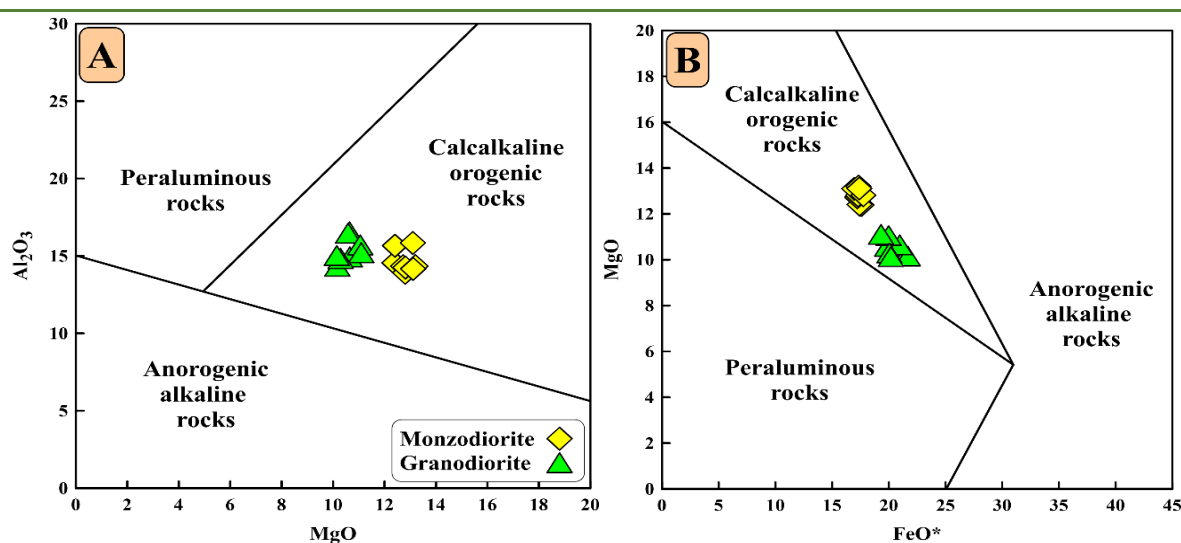
Figure 4. Chemical composition of biotites from granodiorites and monzodiorites of the Sarbijeh-Delfard area. **A–B)** Biotite classification diagrams (Deer et al., 1992); **C)** Classification diagram of $Al^{VI}+Fe^{3++Ti}$, Mg, Fe^{2++Mn} for biotite (Foster, 1960); **D)** FeO^* , MgO , $10.TiO_2$ classification diagram for biotite (Nachit et al., 2005).

گرانیت‌های گونه S با خاستگاه پوسته‌ای است (Chappell and White, 1974; Abdel-Rahman, 1994). در برابر، بیوتیت‌های منیزیم‌دار که در گستره کالک‌آلکانل کوهزایی جای می‌گیرند، نشان‌دهنده گرانیت‌های گونه I هستند و به‌طور معمول با آمفیبول یا پیروکسن کلسیم‌دار همراه هستند؛ این مجموعه کانی‌شناسی نشان‌دهنده خاستگاه ماگمایی وابسته به فرایندهای فروانش است (Abdel-Rahman, 1994). ترکیب بیوتیت‌های گستره سربیزن-دلفارد در قلمرو بیوتیت‌های کالک‌آلکانل جای می‌گیرد (شکل‌های A-5 و B-5) که این ویژگی گویای سرشت گونه I برای گرانیتوئیدهای منطقه و وابستگی آنها به محیط‌های فروانش فعال کرانه‌قاره‌ای است. افزونی Mg بر Fe در ترکیب این بیوتیت‌ها، همراه با نبود گسترده کانی‌های آلومینوسیلیکاته شاخص، نشان می‌دهد ماگمای مادر این سنگ‌ها متاآلومین بوده است و مواد پوسته‌ای پرآلومین در پیدایش آن‌ها نقشی نداشته‌اند (Abdel-Rahman, 1994; Barbarin, 1999).

۱.۱. تعیین سری ماگمایی، محیط زمین‌ساختی و

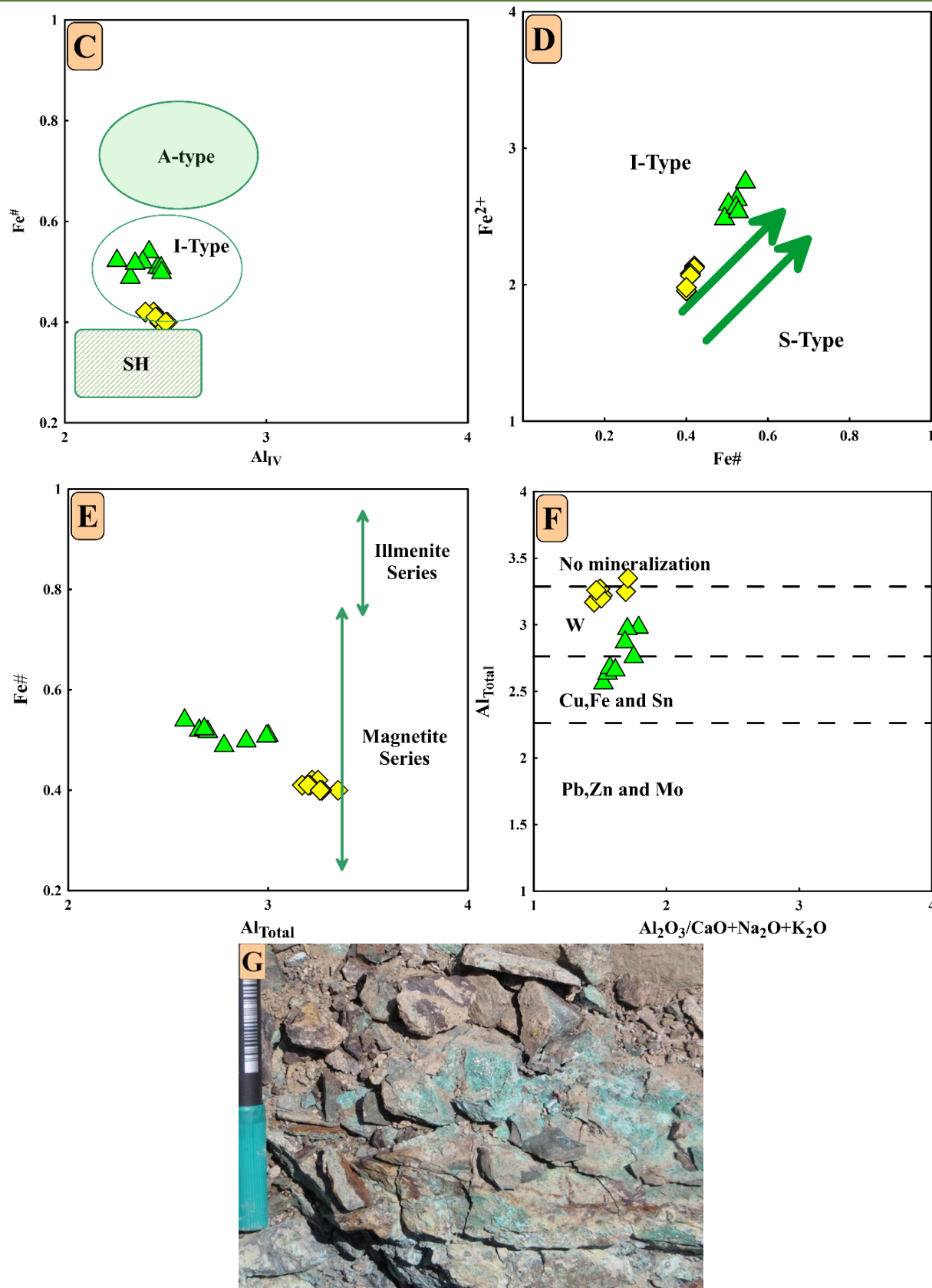
پتانسیل کانه‌زایی بر پایه کاربرد شیمی کانی بیوتیت

از آنجایی که عنصرهای اصلی سازنده بیوتیت به‌طور سیستماتیک وابسته به ترکیب ماگما و شرایط پیدایش آن هستند، این کانی به‌طور گسترده به‌عنوان شاخصی قابل اعتماد برای تفسیر نوع سری ماگمایی و تمایز محیط‌های زمین‌ساختی گرانیت‌ها به‌کار برده شده است (Abdel-Rahman, 1994; Nachit et al., 2005). بر پایه بررسی‌های عبدالرحمن (Abdel-Rahman, 1994)، ترکیب بیوتیت‌ها در گرانیتوئیدها را می‌توان با به‌کارگیری اکسیدهای Al_2O_3 ، FeO^* و MgO به سه گستره متمایز مرتبط با محیط‌های گوناگون ماگمایی-زمین‌ساختی دسته‌بندی کرد. در این دسته‌بندی، بیوتیت‌های غنی از آلومینیم که گرایش ترکیبی آن‌ها به قطب سیدروفیلیت است، معمولاً در گرانیت‌های پرآلومین دیده می‌شوند و بیشتر با مسکوویت و کانی‌های آلومینوسیلیکاته مانند گارنت، کدرپریت یا آندالوزیت همراهی دارند؛ این ویژگی‌ها نشان‌دهنده



شکل ۵. A و B) ترکیب بیوتیت‌های توده‌های گرانیتوئیدی گردنه سربیزن-دلفارد در نمودارهای تمایز سری‌های ماگمایی و تعیین محیط زمین‌ساختی (Abdel-Rahman, 1994); C) نمودار Al_{IV} versus $Fe^{\#}$ (Jiang et al., 2002); D) نمودار $Fe^{\#}$ versus Fe^{2+} (Villaseca et al., 2017); E) نمودار Al_{IV+VI} versus $Fe^{\#}$ (Anderson et al., 2008); F) نمودار $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ versus Al_{tot} (Uchida et al., 2007); G) حضور رگه‌های ملاکیتی که نشانه‌ای از پتانسیل کانه‌زایی مس در توده‌های گرانیتوئیدی سربیزن-دلفارد هستند.

Figure 5. A and B) Composition of biotites from the Sarbijeh-Delfard granitoid bodies plotted on magma series discrimination and tectonic setting diagrams (Abdel-Rahman, 1994); **C)** Al_{IV} versus $Fe^{\#}$ diagram (Jiang et al., 2002); **D)** $Fe^{\#}$ versus Fe^{2+} diagram for discrimination of I- and S-type granites (Villaseca et al., 2017); **E)** Total Al (Al_{IV+VI}) versus $Fe^{\#}$ diagram (Anderson et al., 2008); **F)** $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ versus total Al (Al_{tot}) in biotite (Uchida et al., 2007); **G)** Malachite veinlets indicating Cu mineralization potential in the Sarbijeh-Delfard granitoid bodies.



شکل ۵. ادامه.

Figure 5. Continued.

پژوهش‌های بسیاری نشان داده‌اند با به‌کارگیری ترکیب شیمیایی بیوتیت می‌توان گونه‌های گوناگون گرانیت‌ها را شناسایی کرد (Jiang et al., 2002; Anderson et al., 2008). نمودار $Fe\#$ در برابر آلومینیم چهاروجهی (Al_{IV}) برای شناسایی سه گستره A (گرانیت‌های آلکالن نا وابسته به کوهزایی)، I (گرانیتوئیدهای کالک‌آلکالن کوهزایی) و SH (شوشونیت‌ها) است (Jiang et al., 2002). جایگاه ترکیبی بیوتیت‌های گستره سربیزن-دلفارد در این نمودار در گستره سری I جای می‌گیرد که نشان‌دهنده سرشت ماگمایی غالب و نبود نقش ذوب مجدد پوسته پرآلومین در پیدایش گرانیتوئیدهای منطقه است (شکل ۵-C). نمودار Fe^{2+} در برابر Fe^{3+} برای شناسایی گرانیت‌های گونه I و S به‌کار می‌رود (Villaseca et al., 2017). بیوتیت‌های درون گرانیتوئیدهای گستره سربیزن-دلفارد در امتداد روند سری I جای گرفته‌اند (شکل ۵-D). در نمودار $Fe\#$ در برابر آلومینیم کل (Al^{IV+VI}) (Anderson et al., 2008) نیز نمونه‌های بررسی‌شده در قلمرو سری مگنتیت جای گرفته‌اند (شکل ۵-E). نمودار برابر آلومینیم کل ($Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$) سنگ‌کل گرانیتوئیدها در برابر آلومینیم کل (Altot) درون بیوتیت‌های آنها (Uchida et al., 2007) برای نشان‌دادن پتانسیل کانه‌زایی این سنگ‌ها پیشنهاد شده است. نمونه‌های بررسی‌شده در گستره گرانیتوئیدهای با پتانسیل مس، آهن، قلع و تنگستن جای گرفته‌اند (شکل ۵-F) که حضور سولفیدهای مس، رگه‌های مالاکیت و اثبات وجود ذخیره مس پورفیری (Mohammadzadeh, 2017; Mohammadzadeh et al., 2018) در این سنگ‌ها (شکل ۵-G) گواهی بر پتانسیل مس در این سنگ‌هاست.

۱.۲. تعیین فوگاسیتة اکسیژن حاکم بر تبلور بیوتیت‌ها

فوگاسیتة اکسیژن ماگما پیوند تنگاتنگی با سرشت، خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی حاکم بر پیدایش ماگما دارد؛ به‌گونه‌ای که ماگماهای گرانیتی گونه S که بیشتر از

ذوب‌بخشی پوستة بالایی ریشه می‌گیرند، معمولاً در شرایط کاهشی دگرگون می‌یابند؛ اما گرانیت‌های گونه I که بیشتر به سامانه‌های فرورانشی و ماگماتیسم کم‌انرژی وابسته هستند، به شرایط اکسیدان گرایش دارند (Johnson et al., 1989). در محیط‌های اکسیدان، تبلور بیوتیت‌های غنی از منیزیم آسان می‌شود و هم‌زمان فازهای اکسیدی آهن‌دار مانند مگنتیت که کانی‌های همراه هستند افزایش می‌یابند که این از ویژگی‌های سری مگنتیت است (Wones and Eugster, 1965; Ishihara, 1977). در برابر آن، کاهش فوگاسیتة اکسیژن در ماگما سهم آهن دوظرفیتی در ساختار بیوتیت را افزایش می‌دهد و به پیدایش بیوتیت‌های آهن‌دار و چیرگی ایلمنیت که فاز اصلی اکسیدی آهن است می‌انجامد؛ وضعیتی که گویای سری ایلمنیت و شرایط کاهشی است. بررسی‌های تجربی و دماپویا نشان داده‌اند افزایش فوگاسیتة اکسیژن به جانشینی ترجیحی Mg به جای Fe در جایگاه‌های هشت‌وجهی شبکه بلوری بیوتیت می‌انجامد که در پی آن عدد منیزیم ($Mg\#$) این کانی افزایش می‌یابد (Wones and Eugster, 1965; Wones, 1989). از این رو، مقدار بالای $Mg\#$ در بیوتیت‌ها می‌تواند شاخصی معتبر از تبلور در شرایط اکسیدان و فوگاسیتة کم‌ایش بالای اکسیژن در ماگمای مادر دانسته شود. چنین شرایطی معمولاً با ماگماهای کالک‌آلکالن وابسته به فرورانش و گرانیت‌های گونه I همخوانی دارد و نقش مهمی در کنترل مسیر دگرگونی شیمیایی ماگما و کانی‌های همراه بازی می‌کند (Uchida et al., 2007; Kumar and Ashok, 2024). مقدار فوگاسیتة اکسیژن با روش هنری و همکاران (Henry et al., 2005) و در محیط نرم‌افزار تخصصی Geo-fO₂ (Li et al., 2019) برای نمونه‌های بیوتیت بررسی‌شده به‌دست آورده شده است. میانگین به‌دست‌آمده برای گرانودیوریت‌های گردنه سربیزن-دلفارد برابر ۱۶/۸۲- و برای مونزودیوریت‌ها ۱۶/۰۷- است که در گستره بافر Ni-NiO (NNO) و تا اندازه‌ای نزدیک به خط مرزی بافر فایالیت-مگنتیت-کوارتز جای می‌گیرد. داده‌های به‌دست‌آمده از تجزیه شیمیایی بیوتیت‌ها و نمودارهای بر پایه شاخص‌های

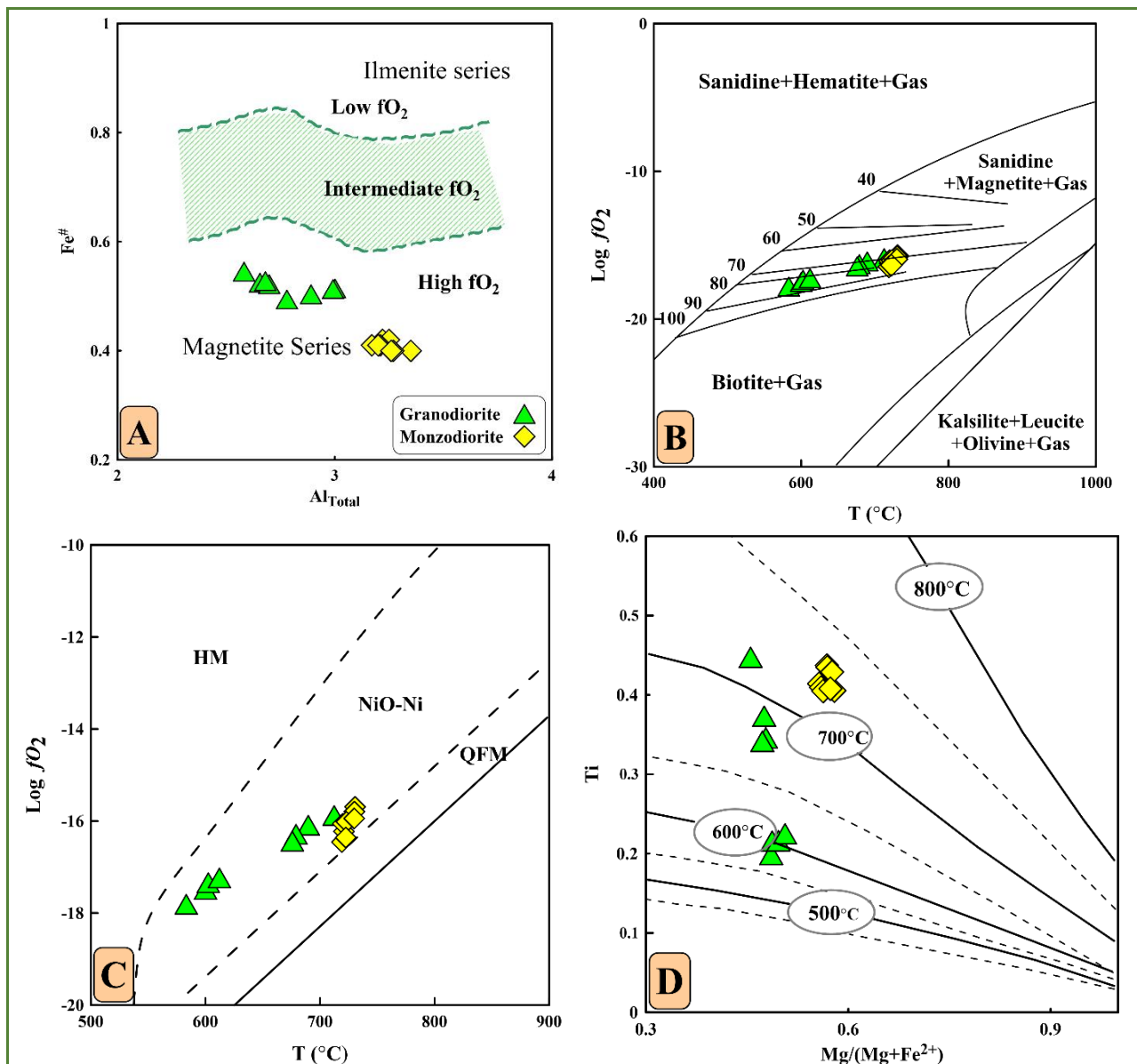
۱.۲. تعیین فوگاسیتة اکسیژن حاکم بر تبلور

بیوتیت‌ها

فوگاسیتة اکسیژن ماگما پیوند تنگاتنگی با سرشت، خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی حاکم بر پیدایش ماگما دارد؛ به‌گونه‌ای که ماگماهای گرانیتی گونه S که بیشتر از

گونه I و سری مگنتیت (Ishihara, 1977) گرانیتوئیدهای دربردارنده این بیوتیت‌ها همخوانی دارد (Anderson et al., 2008).

فוגاسیته اکسیژن نشان می‌دهند بیوتیت‌های گستره بررسی شده در شرایط با فوگاسیته کمابیش بالای اکسیژن تبلور یافته‌اند (شکل‌های A-۶، B-۶ و C-۶). چنین شرایطی به‌طور مستقیم با سرشت متاآلومین، کالک‌آلکان



شکل ۶. ترکیب بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی گردنه سربیزن-دلفارد در نمودارهای تعیین فوگاسیته اکسیژن و دما. (A) نمودار آلومینیم کل در برابر عدد آهن (Anderson et al., 2008)؛ (B و C) نمودارهای دما در برابر فوگاسیته اکسیژن (Wones and Eugster, 1965; Wones, 1989)؛ (D) بیوتیت‌های بررسی شده در نمودار دماسنجی (Henry et al., 2005).

Figure 6. Composition of biotites from the Sarbijan-Dalfard granitoid body plotted on oxygen fugacity and temperature determination diagrams. **A)** Total Al versus Fe number diagram (Anderson et al., 2008); **B-C)** Temperature versus oxygen fugacity diagrams (Wones and Eugster, 1965; Wones, 1989); **D)** The studied biotites on the thermometry diagram (Henry et al., 2005).

تیتانیم از عنصرهای فرعی کلیدی در ساختار بیوتیت

۱.۳. دماسنجی بیوتیت بر پایه محتوای تیتانیم

و پایدارشدن بیوتیت‌ها در شرایط گرمایی سازگار با ماگماهای گرانیتوئیدی کالک‌آلکالن هستند و با تبلور در محیط‌های کوهزایی و وابسته به فرورانش همخوانی دارند. این دماها نشان می‌دهند بازتعادل شیمیایی پس از جایگیری این توده‌های درونی محدود است و ترکیب بیوتیت‌ها تا اندازه‌ی بسیاری ویژگی‌های تبلور ماگمایی آغازین را حفظ کرده‌اند.

افزون بر این، لور و همکاران (Luhr et al., 1984) رابطه‌ای دیگر نیز بر پایه‌ی محتوای تیتانیم بیوتیت پیشنهاد کرده‌اند که بیشتر در بررسی‌های سنگ‌های گرانیتوئیدی به کار برده می‌شود. مقایسه داده‌های به‌دست‌آمده از این روابط می‌تواند به ارزیابی میزان نبود قطعیت و اطمینان از شرایط گرمایی حاکم بر تبلور بیوتیت‌ها کمک کند. معادله به‌کاررفته در زیر آورده شده است:

$$T(^{\circ}\text{K}) = 838 / (1.0337 - \text{Ti}/\text{Fe}^{2+})$$

داده‌های به‌دست‌آمده از این رابطه در محیط نرم‌افزار اکسل میانگین دمای ۶۳۸ درجه‌ی سانتی‌گراد را برای گرانودیوریت‌ها و ۷۲۳ درجه‌ی سانتی‌گراد را برای مونزودیوریت‌ها نشان می‌دهد که با بازه‌ی دمایی برآورد شده با روش پیشین هماهنگی بسیار دارد.

۴.۱. زمین‌فشارسنجی بر پایه‌ی ترکیب شیمیایی

بیوتیت

ترکیب شیمیایی بیوتیت، افزون بر اطلاعات دمایی و فوگاسیته‌ی اکسیژن، امکان برآورد فشار حاکم بر تبلور ماگما را نیز فراهم می‌کند. در این میان، مقدار آلومینیم کل درون بیوتیت از شاخص‌های حساس به فشار است که در بررسی‌های فشارسنجی ماگمایی بررسی می‌شود. بر پایه‌ی پژوهش‌های انجام‌شده میان فشار حاکم بر ماگمای در حال تبلور و میزان Al_{Total} درون ساختار بیوتیت، همبستگی مستقیمی برپاست (Uchida et al., 2007)؛ به‌گونه‌ای که افزایش فشار به ورود بیشتر آلومینیم به شبکه‌ی بلوری بیوتیت می‌انجامد. این رفتار پیامد پایداری جانشینی‌های وابسته به فشار در جایگاه‌های چهاروجهی و هشت‌وجهی بیوتیت دانسته می‌شود و نشان می‌دهد مقدار آلومینیم کل می‌تواند

است که رفتار آن به‌طور محسوسی به تغییرات دما وابسته است؛ ازاین‌رو، مقدار Ti درون بیوتیت از شاخص‌های قابل اعتماد دماسنجی است که در سامانه‌های ماگمایی به‌کار برده می‌شود (Luhr et al., 1984). بررسی‌های تجربی و دماپویا نشان داده‌اند افزایش دما گرایش تیتانیم برای جانشینی در جایگاه‌های هشت‌وجهی بیوتیت را افزایش می‌دهد و این ویژگی، پایه‌ی دماسنجی بر پایه‌ی Ti در این کانی را فراهم کرده است. هنری و همکاران با در نظر گرفتن مقدار تیتانیم درون بیوتیت و همچنین، نسبت منیزیم به مجموع منیزیم و آهن ($X_{\text{Mg}} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$)، یک رابطه تجربی برای برآورد دمای مؤثر بر ترکیب بیوتیت پیشنهاد کردند (Henry et al., 2005). این دما در سنگ‌های آذرین درونی و دگرگونی که فرایند تبلور آن‌ها به‌آرامی صورت می‌گیرد، لزوماً معادل دمای آغازین تبلور بیوتیت نیست، بلکه بیشتر نشان‌دهنده‌ی دمای بسته‌شدن سامانه‌ی کانی در برابر جابه‌جایی‌های کاتیونی و بازتعادل شیمیایی آن است (Spear, 1993). با این حال، در بسیاری از گرانیتوئیدها این دماها فاصله‌ی بسیاری با دمای راستین تبلور ندارند و می‌توانند تصویری پذیرفتنی از شرایط گرمایی ماگمای مادر ارائه دهند.

رابطه‌ی پیشنهادی برای دماسنجی بیوتیت بر پایه‌ی الگوی هنری و همکاران (Henry et al., 2005) بدین گونه است:

$$T = \left\{ \frac{\ln(\text{Ti}) - a - c(X_{\text{Mg}})^3}{b} \right\}^{0.333}$$

$$a = -2.3594, b = 4.6482\text{e-}9, c = -1.7283$$

به‌کارگیری این دماسنج در محیط نرم‌افزار تخصصی به‌کارگیری این دماسنج در محیط نرم‌افزار تخصصی Geo-fO₂ (Li et al., 2019) و صفحه‌ی گسترده‌ی اکسل برای بیوتیت‌های درون گرانودیوریت‌ها میانگین دمای ۶۴۵ درجه‌ی سانتیگراد و برای مونزودیوریت‌ها میانگین دمای ۷۲۴ درجه‌ی سانتیگراد را نشان می‌دهد که بازه‌ی کمابیش بالایی از دماها برای بسته‌شدن سامانه‌ی کانی بیوتیت است (شکل ۶-D). این مقدارها نشان‌دهنده‌ی تبلور

و در عمل هم‌زمان با جایگیری و سردشدن پایانی توده ماگمایی در پوسته است. از این رو، فشار به دست آمده نه تنها به شرایط تبلور بیوتیت، بلکه به زمان بسته شدن سامانه و ایست تبادل شیمیایی میان ماگما و پیرامون نیز وابسته است. این ویژگی، زمینه فشار بر پایه بیوتیت را به ابزاری کارآمد برای بازسازی تاریخچه جایگیری و دگرگونی توده‌های گرانیتویدی در پوسته تبدیل می‌کند، به‌ویژه هنگامی که دیگر کانی‌های شاخص فشارسنجی مانند آمفیبول و پیروکسن حضور ندارند یا دچار دگرسانی شده‌اند.

بازتاب‌دهنده ژرفا و شرایط فیزیکی تبلور این کانی باشد (Uchida et al., 2007). معادله به کاررفته بدین گونه است:

$$P(kb) = 3.03 \times AlT - 6.53 (\pm 0.33)$$

ارزیابی فشار با به کارگیری این روش در محیط نرم افزار تخصصی Geo-fO₂ (Li et al., 2019) و صفحه گسترده اکسل برای بیوتیت‌های سازنده سنگ‌های گرانودیوریتی و مونزودیوریتی گستره سربیشن-دلفارد، به ترتیب مقدارهای ۱/۲۹ تا ۲/۵۶ و ۰/۹۸ تا ۱/۸۷ کیلو بار معادل با ژرفاهای نزدیک به ۳ تا ۷ کیلومتری درون پوسته قاره‌ای بالایی را ارائه می‌دهد (جدول‌های ۱ و ۲). فشاری که از این راه برآورد می‌شود، نشان‌دهنده شرایطی است که بیوتیت در آن به تعادل شیمیایی رسیده

جدول ۲. داده‌های به دست آمده از تجزیه ریزکاو الکترونی کانی فلدسپار در نمونه گرانودیوریت (Gd) و مونزودیوریت (Mzd) از توده‌های گرانیتویدی سربیشن-دلفارد.

Table 2. EPMA data of feldspar in the representative rock samples of granodiorite (Gd) and monzodiorite (Mzd) from Sarbijan–Dalfard granitoid intrusions.

Sample No.	DRM.07 (Gd)								
Details	Core	Rim	Core	Rim	Core	Core	-	Rim	Rim
SiO ₂	57.53	61.4	57.62	63.98	57.77	60.98	64.57	53.89	63.57
TiO ₂	0.02	0	0.01	0.02	0.02	0.03	0.02	0.06	0
Al ₂ O ₃	26.17	23.66	26.26	21.95	26.59	24.16	18.67	29.5	22.19
FeO	0.38	0.23	0.2	0.15	0.19	0.12	0.05	0.26	0.12
MnO	0.02	0.04	0	0.04	0.04	0.03	0	0	0
MgO	0	0	0	0	0.01	0.03	0	0.04	0
CaO	9.19	5.85	8.62	3.36	8.75	6.01	0.02	11.92	3.68
Na ₂ O	6.35	8.21	6.92	9.9	6.69	7.96	1.3	4.69	9.71
K ₂ O	0.19	0.43	0.1	0.12	0.13	0.18	14.81	0.09	0.14
Total	99.87	99.83	99.72	99.52	100.18	99.51	99.46	100.45	99.42

Sample No.	DRM.07 (Gd)								
Details	-	-	Core	Rim	Core	Rim	-	-	-
SiO ₂	60.47	57.71	59.14	64.89	56.91	62.51	64.04	58.89	53.87
TiO ₂	0	0	0.07	0.01	0	0	0	0	0.04
Al ₂ O ₃	24.59	25.92	25.07	22.05	26.29	23.3	18.65	25.61	28.81
FeO	0.11	0.23	0.17	0.09	0.26	0.14	0	0.16	0.32
MnO	0	0.02	0.01	0	0	0.02	0.01	0	0.06
MgO	0.04	0.03	0.02	0	0	0	0.02	0	0
CaO	6.17	8.39	7.54	3.13	8.72	4.86	0.01	7.83	11.93
Na ₂ O	7.91	6.76	7.39	9.69	6.67	8.77	0.68	7.36	4.93
K ₂ O	0.15	0.27	0.17	0.25	0.15	0.15	15.83	0.11	0.18
Total	99.45	99.33	99.61	100.11	99.02	99.77	99.29	99.95	100.14

جدول ۲. ادامه.
Table 2. Continued.

Sample No.	DRM.07 (Gd)			DRM.08 (Mzd)					
Details	-	-	-	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim
SiO ₂	56.57	61.3	65.3	51.08	61.33	51.03	59.01	51.38	60.58
TiO ₂	0.05	0.01	0	0.03	0.02	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	26.86	23.41	18.16	29.81	23.12	29.51	24.7	30.16	24.17
FeO	0.26	0.13	0.14	0.19	0.17	0.28	0.18	0.28	0.17
MnO	0	0	0	0	0.01	0.01	0	0	0.01
MgO	0.02	0	0	0	0.04	0.05	0	0.01	0
CaO	9.65	5.54	0.18	12.03	5.88	13.78	7.74	13.55	6.66
Na ₂ O	5.93	8.19	0.88	4.36	8.29	3.21	7.1	3.75	7.64
K ₂ O	0.27	0.23	15.21	0.11	0.29	0.08	0.26	0.11	0.2
Total	99.63	98.81	99.91	97.62	99.14	97.95	98.99	99.25	99.45
Sample No.	DRM.08 (Mzd)			DRM.08 (Mzd)					
Details	-	-	-	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim
SiO ₂	64.98	65.49	65.87	50.8	61.19	53.08	61.45	50.98	60.65
TiO ₂	0	0.06	0.04	0.06	0	0	0	0	0.03
Al ₂ O ₃	17.7	17.76	18.08	30.52	23.3	29.24	23.89	29.64	22.82
FeO	0.05	0.06	0.04	0.3	0.12	0.18	0.13	0.17	0.23
MnO	0	0.03	0	0.05	0	0	0	0.02	0
MgO	0.03	0	0	0.02	0.01	0.01	0	0	0.01
CaO	0	0	0.04	14.55	6.21	12.78	6.13	14.06	6.23
Na ₂ O	0.85	0.78	2.07	3.3	8.03	4.26	8.02	3.53	7.91
K ₂ O	15.21	15.19	13.49	0.12	0.27	0.14	0.24	0.09	0.3
Total	98.82	99.36	99.64	99.71	99.18	99.69	99.86	98.49	98.18
Sample No.	DRM.08 (Mzd)			DRM.08 (Mzd)					
Details	-	-	-	Core	Rim	Core	Rim	-	-
SiO ₂	64.64	63.43	62.58	61.24	60.28	49.82	58.8	64.99	65.33
TiO ₂	0	0	0	0.05	0	0.02	0.03	0	0.02
Al ₂ O ₃	17.86	16.9	14.17	23.9	24.27	31.15	24.81	18.27	17.6
FeO	0.06	0.07	0.04	0.23	0.12	0.18	0.08	0.02	0.08
MnO	0	0.04	0.03	0	0	0	0	0	0.05
MgO	0	0.02	0.56	0.01	0.06	0	0.01	0	0.03
CaO	0	0	0.97	6.25	6.93	15.25	7.95	0	0
Na ₂ O	0.68	0.61	1.94	7.88	7.29	2.89	6.93	0.8	0.88
K ₂ O	15.29	15.05	12.16	0.32	0.3	0.07	0.15	14.94	15.09
Total	98.57	96.14	92.49	99.88	99.25	99.42	98.78	99.02	99.11

۲. ترکیب فلدسپار

فلدسپار از کانی‌های روشن درون سنگ‌های گرانیتوئیدی توده‌های گرانیتوئیدی سربیزن-دلفارد است. ترکیب فلدسپار افزون‌بر ترکیب و دمای ماگما، به مقدار گاز

و مواد فرار درون آن نیز وابسته است. ترکیب شیمیایی کانی‌های گروه فلدسپار را می‌توان در سامانه سه‌تایی An-Ab-Or بررسی کرد. با توجه به داده‌های جدول ۲ و بر پایه نمودار آل بیت-ارتوکلار-آنورتیت (Deer et al., 1992)،

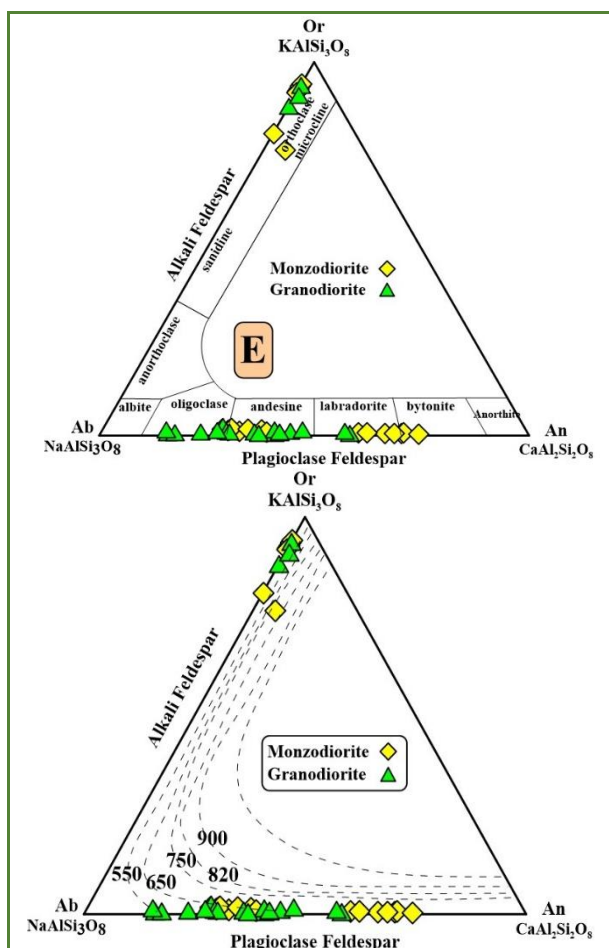
برداشت

توده‌های گرانیتوئیدی گستره گردنه سربیزن-دلفارد با طیف ترکیبی دیوریت تا گرانیت بافت‌های دانه‌ای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار دارند که نشان‌دهنده تبلور آرام ماگما در شرایط درونی است. حضور فراگیر بیوتیت که کانی تیره اصلی سازنده این سنگ‌هاست، ویژگی بارز این مجموعه سنگی است و امکان بررسی دقیق شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر پیدایش، تبلور و جایگزینی ماگمای مادر را فراهم می‌کند. بیوتیت‌ها ترکیب منیزیم‌دار و خاستگاه ماگمایی دارند و در شرایط کمابیش اکسیدان پدید آمده‌اند که به‌همراه حضور فازهای اکسید آهن، نشان‌دهنده تعلق توده‌های بررسی‌شده به سری مگنتیت و ماگماهای کالک‌آلکان گونه I پهنه‌های فرورانش و با پتانسیل کانه‌زایی مس است. دماسنجی بر پایه مقدار تیتانیم درون بیوتیت، دماهای کمابیش بالا (۶۳۰ تا ۷۲۵ درجه سانتیگراد) را برای بسته‌شدن سامانه کانی بیوتیت نشان می‌دهد که با دماهای تبلور ماگماهای درونی کالک‌آلکان قابل سنجش است. داده‌های فشارسنجی بر پایه محتوای آلومینیم کل درون بیوتیت نیز نشان می‌دهد توده‌های گرانیتوئیدی منطقه در پوسته بالایی در فشارهای ۱ تا ۲/۵ کیلو بار (منطبق بر ژرفاهای ۳ تا ۷ کیلومتری) جایگیری کرده‌اند.

سپاس‌گزاری

این مقاله بخشی از یافته‌های رساله دکتری نگارنده نخست با عنوان «پتروژنز و پتانسیل کانه‌زایی توده‌های گرانیتوئیدی محدوده سربیزن-کوه نیمه، شمال باختر جیرفت، کرمان» است که با پشتیبانی مالی معاونت پژوهشی دانشگاه صنعتی شاهرود انجام شده است. نگارندگان مقاله از دانشگاه صنعتی شاهرود، کارکنان آزمایشگاه‌های ریزکاو الکترونی دانشگاه میلان و داوران فرهیخته مجله پتروولوژی برای راهنمایی‌های ارزنده در راستای بهبود سطح علمی مقاله سپاس‌گزار هستند.

فلدسپارهای درون نمونه‌های گرانودیوریتی بیشتر در گستره الیگوکلاز-آندزین و شماری در قلمرو ارتوکلاز جای می‌گیرند. فلدسپارهای درون مونزودیوریت‌ها نیز دو ترکیب متفاوت دارند؛ شماری از آنها ترکیب آندزین دارند و شمار دیگر در گستره لابرادوریت تا بیتونیت جای می‌گیرند. ترکیب فلدسپارهای توده‌های گرانیتوئیدی گردنه سربیزن-دلفارد در نمودار Or-Ab-An گویای دماهای ۵۰۰ تا کمتر از ۷۵۰ درجه سانتیگراد برای رابطه تعادلی این کانی‌هاست (شکل ۷).



شکل ۷. ترکیب فلدسپارهای سنگ‌های توده‌های گرانیتوئیدی سربیزن-دلفارد روی (A) نمودار Or-Ab-An (Deer et al., 1992); (B) نمودار سه‌تایی Or-Ab-An برای بررسی دماهای تعادل نهایی (Anderson, 1997).

Figure 7. Feldspar compositions from the Sarbijan-Dalfard granitoids on A) Or-Ab-An ternary diagram (Deer et al., 1992); B) Or-Ab-An ternary diagram for determining feldspar final equilibration temperatures (Anderson, 1997).

References

- Abdel-Rahman, A. M. (1994) Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35(2), 525–541. http://www.minsocam.org/ammin/AM73/AM73_1275.pdf
- Alavi, M. (1994) Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211–38. [http://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](http://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2)
- Anderson, J. L., Barth, A. P., Wooden, J. L., and Mazdab, F. (2008) Thermometers and thermobarometers in granitic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), 121–142. <http://DOI: 10.2138/rmg.2008.69.4>
- Anderson, J.L. (1997) Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 87, 125–138. http://journals.cambridge.org/abstract_S0263593300006544
- Atapour, H., and Aftabi, A. (2021) Petrogeochemical evolution of calcalkaline, shoshonitic and adakitic magmatism associated with Kerman Cenozoic arc porphyry copper mineralization, southeastern Iran: A review. *Lithos*, 398, 106261. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106261>
- Babazadeh, S., Ghalamghash, J., Raeisi, D., Santosh, M., Furman, T., Choi, S.H., D'Antonio, M., Heilimo, E., and Cottle, J.M. (2024) Arc magmatism associated with continental convergence in the SE segment of the UDMA, Iran: Insights from zircon geochronology and Hf–Sr–Nd–Fe isotopes. *Lithos*, 466–467, 107468. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107468>. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107468>
- Barbarin, B. (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46, 605–626.
- Behpour, S., Moradian, A., Ahmadipour, H., and Nakashima, K. (2019) Mineralogy, petrology and geochemistry of mafic dikes in the southeast Jebal-E-Barez Granitoids (Bam, Kerman province, Iran): Studies from mafic dikes formed in a volcanic arc-setting. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 28, 920–938. <https://doi:10.3906/yer-1809-34>
- Chappell, B.W. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173–174. <https://doi.org/10.1017/S0263593300007720>
- Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M., and Iizuka, Y. (2013) Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos*, 162, 70–87. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.01.006>
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Sussman, J. (1992) An introduction to the rock forming minerals. Longman Ltd. 528 p. <https://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-anintroductiontotherock-formingminerals.pdf>
- Dimitrijevic, M.D. (1973) Geology of Kerman region. Institute for Geological and Mining Exploration and Investigation of Nuclear and Other Mineral Raw Material, Beograd–Yugoslavia. Geological Survey of Iran, Report Yu/52.
- Droop, G.T.R. (1987) A general equation for estimating Fe 3+ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51, 431–435. <https://doi.org/10.1180/minmag.1987.051.361.10>
- Dymek, R.F. (1983) Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *American Mineralogist*, 68, 880–899.
- Foster, M. D. (1960) Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U.S. Geological Survey Professional Paper, Washington. <https://pubs.usgs.gov/pp/0354b/report.pdf>
- Henry, D.J., Guidotti, C.V., and Thomson, J.A. (2005) The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotite: Implications for Geothermometry and Ti-substitution Mechanisms. *American Mineralogist*, 90(2–3), 316–328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>
- Ishihara, S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series. *Mining Geology*, 27(4), 293–305.

<https://doi.org/10.11456/shigenchishitsu1951.27.293>

- Jafari, A., Ao, S., Jamei, S., and Ghasemi, H. (2023) Evolution of the Zagros sector of Neo-Tethys: Tectonic and magmatic events that shaped its rifting, seafloor spreading and subduction history. *Earth-Science Reviews*, 241, 104419. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104419>
- Jeshari, M. (2020) Petrology, geochemistry and tectonic setting of the middle part of the Jebal-e Barez granitoid complex, east of Jiroft, 208 p. M.Sc. Thesis, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran (In Persian).
- 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 genesis. *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)
- Johnson, M.C., and Rutherford, M.J. (1989) Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17(9), 837–841. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0837:ECOTAI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0837:ECOTAI>2.3.CO;2)
- Kumar, A., and Ashok, C. (2024) Geochemistry and mineral chemistry of the armoor granitoids, eastern dharwar craton: implications for the redox conditions and tectono-magmatic environment. *Acta Geochimica*, 43(1), 110–133. <https://doi.org/10.1007/s11631-023-00647-1>
- Li, W., Cheng, Y., and Yang, Z. (2019) Geo-fO₂: Integrated software for analysis of magmatic oxygen fugacity. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20. <https://doi.org/10.1029/2019GC008273>
- 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. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(84\)90057-X](https://doi.org/10.1016/0377-0273(84)90057-X)
- Moghadam, H.S., Griffin, W.L., Santos, J.F., Chen, R.X., Karsli, O., Lucci, F., Sepidbar, F., and O'Reilly, S.Y. (2022a) Geochronology, geochemistry and petrology of the Oligocene magmatism in SE segment of the UDMB, Iran. *Lithos* 416–417, 106644. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106644>
- Moghadam, H.S., Li, Q.L., Griffin, W.L., Stern, R.J., Santos, J.F., Ducea, M.N., Ottley, C.J., Karsli, O., Sepidbar, F., and O'Reilly, S.Y. (2022b) Temporal changes in subduction- to collision-related magmatism in the Neotethyan orogen: The southeast Iran example, *Earth-Science Reviews* 226, 103930. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.103930>
- Mohammadzadeh, Z. (2017) Genetic Modeling of Razi Abad Porphyry Copper System in Jebal Barez, North of Jiroft: Constraints from Geology, Petrology, Dating, Isotope Geochemistry and Fluid Inclusions. Ph.D thesis in Geology. Department of Economic Geology, Faculty of Basic Science, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran. 309p.
- Mohammadzadeh, Z., Ghaderi, M., Alirezaei, S., and Hassanzadeh, J. (2018) Geology, hydrothermal alteration and mineralization at Razi Abad porphyry Cu deposit in the south of Kerman copper belt, southeastern Iran. *Scientific Quarterly Journal Geosciences*, 28(109), 175-186.
- Mohammadzadeh-Jahani, N. (2014) Petrographic, geochemical and petrogenesis study of the intrusive Jebal-e Barez Mountains, south of Nisa Dam, Bam area, Kerman Province, 110 p. M.Sc Thesis, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran (In Persian).
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E., and Ohoud, M.B. (2005) Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16), 1415–1424. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.09.002>
- Nazarinia, A., Mortazavi, M., Arvin, M., Hu, R., Zhao, C., and Poosti, M. (2020) U-Pb zircon dating, Sr-Nd isotope and petrogenesis of Sarduiyeh granitoid in SE of the UDMA, Iran: implication for the source origin and magmatic evolution. *International Geology Review*, 62, 1796–1814. <https://doi.org/10.1080/00206814.2018.1514668>

- Raeisi, D., Zhao, M., Babazadeh, S., Long, L.E., Hajsadeghi, S., and Modabberi, S. (2021) Synthesis on productive, sub-productive and barren intrusions in the Urumieh-Dokhtar magmatic arc, Iran, constraints on geochronology and geochemistry. *Ore Geology Reviews*, 132, 103997. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.103997>
- Rahmanian, Z., Ghadami, G., Ahmadipour, H., Poosti, M. (2023) Application of mineral chemistry to determine the formation conditions and tectonic setting of Dalfard quartz diorites (NW Jiroft, Kerman Province). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 31(2), 229–242. <https://doi: 10.22071/gsj.2022.349172.2010>
- Rasouli, J., and Ghorbani, M. (2017) Porphyry copper mineralization, alteration, U-Pb zircon geochronology and petrogenesis of rocks in the Delfard area (NW of Jiroft), *Journal of Earth Sciences*, 28(110), 273–286. <https://doi:10.22071/gsj.2019.84487>.
- Rasouli, J., Ghorbani, M., Ahadnejad, V., and Poli, G. (2016) Calc-alkaline magmatism of Jebal-e Barez plutonic complex, SE Iran: implication for subduction-related magmatic arc. *Arabian Journal of Geosciences*, 9, 1–22. <https://doi: 10.1007/s12517-015-2124-9>
- Rezeau, H., Moritz, R., Wotzlaw, J.F., Tayan, R., Melkonyan, R., Ulianov, A., Selby, D., d'Abzac, F.X., and Stern, R.A. (2016) Temporal and genetic link between incremental pluton assembly and pulsed porphyry Cu-Mo formation in accretionary orogens. *Geology*, 44, 627–630. <https://doi.org/10.1130/G38088.1>
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Yu. S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P.V., Müller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z., and Wones, D.R. (1999) Nomenclature of the micas. *Mineralogical Magazine*, 63(2), 267–279. <https://doi.org/10.1180/minmag.1999.063.2.13>
- Sepidbar, S. (2019) Petrology, geochemistry and tectonic setting of the western part of the Jebal-e Barez granitoid complex, east of Jiroft, 172 p. M.Sc. Thesis, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran (In Persian).
- Spear, F.S. (1993) *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. 799 p. Mineralogical Society of America (Monograph 1).
- 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>
- Vernon, R.H. (2004) *A practical guide to rock microstructures*. 594p. Cambridge University Press.
- Villaseca, C., Ruiz-Martínez, V.C., and Pérez-Soba, C. (2017) Magnetic susceptibility of Variscan granite-types of the Spanish central system and the redox state of magma. *Geologica Acta* 15(4), 379–394. <https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2017.15.4.8>
- Xianwu, B., Ruizhong, H., Hanley, J.J., Mungall, J.E., Jiantang, P., Linbo, S., Kaixing, W., Yan, S., Hongli, L., and Xiaoyan, H. (2009) Crystallisation conditions (T, P, fO₂) from mineral chemistry of Cu- and Au-mineralised alkaline intrusions in the Red River–Jinshajiang alkaline igneous belt, western Yunnan Province, China. *Miner Petrol* 96, 43–58. <https://doi.org/10.1007/s00710-009-0047-4>
- Warr, L.N. (2021) IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine*, 85(3), 291–320. <https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43>
- Winter, J.D. (2014) *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*, 2nd Edition, 738 p. Pearson, Harlow, U.K.
- Wones, D.R. (1989) Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74(7–8), 744–749.
- Wones, D.R., and Eugster, H.P. (1965) Stability of biotite: Experimental, theory and application. *American Mineralogist*, 50, 1228–1272. http://www.minsocam.org/ammin/AM50/AM50_1228.pdf.

- Wu, C.-M., and Chen, H.-X. (2015) Revised Ti-in-biotite geothermometer for ilmenite- or rutile-bearing crustal metapelites. *Science Bulletin*, 60, 116–121. <https://doi.org/10.1007/s11434-014-0674-y>
- Yousefi-Sharikabad, S.J. (2018) Source and evolution of magmas and ore fluids in Kerver porphyry copper deposit, Kerman Copper Belt, Iran; investigation of factors controlling magma productivity and ore formation, 116 p. Ph.D. thesis, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran (In Persian).